







554.31
NH

Jahrbuch

der

Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie

zu

Berlin

für das Jahr

vol. 4

1883.

Berlin.

In Commission bei der Simon Schropp'schen Hof-Landkartenhandlung

(J. H. Neumann).

1884.





Inhalt.

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.

Seite

1. Bericht über die Thätigkeit der Königl. geologischen Landesanstalt im Jahre 1883 VII
2. Arbeitsplan für die geologische Landesaufnahme im Jahre 1884 . . . XV
3. Mittheilungen der Mitarbeiter der Königlichen geologischen Landesanstalt über Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1883 XXI
4. Personal-Nachrichten LXXIII

II.

Abhandlungen von Mitarbeitern der Königl. geologischen Landesanstalt.

Die Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg an der Lahn. Von Herrn Emanuel Kayser in Berlin. (Tafel I—VI.) 1

Das Liasvorkommen bei Eichenberg in Hessen in Beziehung auf allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues im Nordwesten des Thüringer Waldes. Von Herrn F. Moesta in Marburg. (Tafel VII—X.) 57

Beitrag zur Culm-Flora von Thüringen. Von Herrn Ernst Weiss in Berlin. (Tafel XI—XV.) 81

Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden aus Silurgeschieben der Provinz Ost-Preussen. Von Herrn Fritz Noetling in Königsberg in Pr. (Tafel XVI—XVIII.) 101

Ueber Echinosphärites und einige andere organische Reste aus dem Untersilur Thüringens. Von Herrn H. Loretz in Berlin 136

Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen. Von Herrn Konrad Keilhack in Berlin. (Tafel XIX.) 159

Basaltische Gesteine aus dem Grabfeld und aus der südöstlichen Rhön. Von Herrn H. Proescholdt in Meiningen 177

Ueber geologische Verhältnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen. Von Herrn A. von Koenen in Göttingen . . 187

Beitrag zur Kenntniss des Keupers im Grabfeld. Von Herrn H. Proescholdt in Meiningen 199

Petrographische Beiträge aus dem nördlichen Thüringer Walde. Von Herrn E. Weiss in Berlin. (Tafel XX.) I. 213

Seite

Die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels und deren Beziehung zu dem Vorkommen der Seen und des Lösses in Norddeutschland. Von Herrn F. Klockmann in Berlin 238

Die Wachsenburg bei Arnstadt in Thüringen und ihre Umgebung. Von Herrn E. E. Schmid in Jena. (Tafel XXI.) 267

Das Diluvium und seine Süsswasserbecken im nordöstlichen Theile der Provinz Hannover. Von Herrn E. Laufer in Berlin 310

Ueber gemengtes Diluvium und diluviale Flussschotter im norddeutschen Flachlande. Von Herrn F. Klockmann in Berlin 330

Ueber Chirotherium-Sandstein und die carneolführenden Schichten des Buntsandsteins. Von Herrn W. Frantzen in Meiningen 347

Von Eisenach nach Thal und Wutha. Von Herrn J. G. Bornemann in Eisenach. (Tafel XXII — XXVII.) 383

Beitrag zur Kenntniss der Diabas-Mandelsteine. Von Herrn E. Dathe in Berlin (4 Zinkographien.) 410

Ueber Aufschlüsse älterer, nicht quartärer Schichten in der Gegend von Demmin und Treptow in Vorpommern. Von Herrn M. Scholz in Greifswald 449

Ueber die Trias-Mulde zwischen dem Hunsrück und Eifel-Devon. Von Herrn H. Grebe in Trier. (Mit einer Uebersichtskarte. Tafel XXVIII.) 462

Ueber die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik. Von Herrn K. A. Lossen in Berlin 486

Aus dem Gneissgebiet des Eulengebirges. Von Herrn F. M. Stapff in Weissensee 514

Alluvial- und Diluvialbildungen im Schlesischen Eulengebirge. Von Demselben 535

Das Profil der Eisenbahn Konitz-Tuchel-Laskowitz. Von Herrn A. Jentzsch in Königsberg i. Pr. 550

Ueber die Lagerung, petrographische Beschaffenheit und Gewinnung des Unteren Diluvialmergels in Hannover. Von Herrn E. Laufer in Berlin 594

Der Deckthon und die thonigen Bildungen des unteren Diluviums um Heilsberg. Von Herrn Richard Klebs in Königsberg. (4 Zinkographien.) 598

Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern. Von Herrn K. A. Lossen in Berlin. (Tafel XXIX.) 619

Die märkisch-pommersche Braunkohlenformation und ihr Alter im Lichte der neueren Tiefbohrungen. Von Herrn G. Berendt in Berlin. (Auszug.) 643

Zechstein-Versteinerungen aus dem Bohrloche in Purmallen bei Memel. Nachtrag zu »Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreussen«. Von Herrn G. Berendt in Berlin 652

I.

Mittheilungen aus der Anstalt.



1.

Bericht über die Thätigkeit der Königlichen geologischen Landesanstalt im Jahre 1883.

I. Die Aufnahmen im Gebirgslande.

1. Der Harz.

Im Mittelharz wurde von dem Landesgeologen Professor Dr. LOSSEN die Kartirung des alten Gebirges auf den Blättern Elbingerode und Blankenburg (G. A. 56; 15 und 16)[1]) fortgesetzt.

Sekretär HALFAR setzte seine Aufnahmen im Gebiete des Devon und Culm nordwestlich des Granethales auf Blatt Zellerfeld (G. A. 56; 7) fort und suchte einen Anschluss an die westlich angrenzende Section Seesen (G. A. 55; 12) herzustellen.

Am nördlichen Fusse des Harzgebirges begann der Landesgeologe Dr. BRANCO die Aufnahme des im Gebiete der jüngeren Formationen liegenden Blattes Vienenburg (G. A. 56; 2) und vollendete dieselbe zum grössten Theile.

Professor Dr. DAMES setzte die Bearbeitung der Blätter Blankenburg und Derenburg fort (G. A. 56; 16, 10).

In dem Gebiete westlich des Harzes setzte Professor Dr. VON KOENEN die von Dr. SPEYER bereits begonnene Aufnahme des Blattes Gandersheim (G. A. 55; 11) fort und bearbeitete einen Theil des Blattes Göttingen (G. A. 55; 28).

2. Thüringen.

Im nördlichen Thüringen war der Landesgeologe Dr. MOESTA mit einer nochmaligen Begehung des Kyffhäusergebirges behufs Fertigstellung der Erläuterungen zu der betreffenden

[1]) G. A. 56; 15 und 16 = Gradabtheilung 56, Section 15 und 16.

Kartenlieferung und zu den von ihm entworfenen beiden Profilen durch dieses Gebirge beschäftigt.

Professor Dr. von Fritsch setzte die Revision seiner Aufnahmen der Blätter südlich von Halle fort.

Ingenieur W. Frantzen führte eine genaue Revision des durch Professor Dr. von Seebach bearbeiteten Blattes Creuzburg (G. A. 55; 60) aus und stellte den Anschluss der geognostischen Grenzen auf Section Treffurt (G. A. 55; 54) mit denjenigen auf dem westlichen Nachbarblatt Eschwege her.

Im mittleren Thüringen lieferte Geheimer Hofrath Prof. Dr. E. E. Schmid einige geologische Nachträge zur 2. Auflage der Section Jena (G. A. 71; 2), vollendete die Aufnahmen auf den Blättern Dietendorf und Stadt Ilm (G. A. 70; 4 und 17), revidirte diejenigen auf Section Arnstadt und Plaue (G. A. 70; 10 und 16) und setzte die Kartirung des Blattes Crawinkel (G. A. 70; 15) fort.

Professor Dr. Bauer führte die Bearbeitung der Section Ohrdruf (G. A. 70; 9) dem Abschlusse nahe und nahm Revisionen im Gebiete des Blattes Gotha (G. A. 70; 3) vor.

Im Thüringer Walde setzte der Landesgeologe Professor Dr. Weiss seine Aufnahmen auf den Blättern Brotterode und Friedrichsroda (G. A. 70; 7 und 8) fort und bearbeitete auf ersterem die Umgegend von Ruhla. Ausserdem führte er auf den Sectionen Eisenach, Salzungen und Wutha (G. A. 69; 6 und 12; 70; 1) die vorläufig erforderlichen Anschlüsse der geognostischen Grenzen an diejenigen auf Blatt Brotterode aus.

Professor Dr. von Fritsch vollendete die Kartirung des ihm überwiesenen Theiles von Blatt Tambach (G. A. 70; 14) und nahm eine Schlussrevision der Section Suhl (G. A. 70; 21) vor.

Geheimer Hofrath Professor Dr. Schmid brachte Section Ilmenau (G. A. 70; 22) zum Abschlusse.

Ingenieur W. Frantzen führte die geologische Aufnahme des Brandleite-Tunnels bei Gehlberg zu Ende.

Dr. Proescholdt vollendete das Blatt Themar (G. A. 70; 26) bis auf eine Schlussrevision seiner östlichen Grenze, sowie den ihm überwiesenen Antheil von Blatt Schwarza (G. A. 70; 20),

stellte Blatt Rentwertshausen (G. A. 70; 31) bis auf die Schlussrevision einzelner Theile fertig und begann die Bearbeitung des Blattes Römhild (G. A. 70; 38), sowie der Blätter Sondheim und Ostheim (G. A. 69; 35 und 36) innerhalb der Sachsen-Weimar'schen Enclave.

Im südlichen und südöstlichen Thüringen bearbeitete Bergreferendar Dr. Beyschlag den Meiningen'schen Antheil der Blätter Rieth und Heldburg westlich von Coburg (G. A. 70; 44 u. 45).

Landesgeologe Dr. Loretz führte seine Aufnahmen auf den Blättern Masserberg, Gr. Breitenbach und Gräfenthal (G. A. 70; 28, 29 und 30) dem Abschlusse nahe und setzte diejenigen auf Section Coburg (G. A. 70; 46) fort.

Professor Dr. Liebe unterzog die bereits von anderer Seite ausgeführten Aufnahmen der Blätter Saalfeld und Ziegenrück (G. A. 71; 19 und 20) einer genauen Revision und setzte unter Beihilfe des Dr. Zimmermann die Kartirung auf den Blättern Naitschau, Greiz, Probstzella (letztere zusammen mit Dr. Loretz) und Schönbach, sowie insbesondere auf dem südlicher gelegenen Blatte Hirschberg fort (G. A. 71; 23, 24, 25, 29 und 33).

Dr. Zimmermann nahm auf Blatt Liebengrün (G. A. 71; 26) die östliche Hälfte auf und führte auf Blatt Saalfeld im Buntsandstein und Muschelkalk des »Hohen Kulm« eine revidirende Excursion aus.

3. Die Provinz Hessen-Nassau.

Im Regierungsbezirk Cassel setzte der Landesgeologe Dr. Moesta die Arbeiten für die Blätter Altmorschen und Seifertshausen (G. A. 55; 56, 57) weiter fort und begann mit der Zusammenstellung der Erläuterungen zum Blatte Allendorf.

Im Regierungsbezirk Wiesbaden führte der Landesgeologe Professor Dr. Kayser eine Begehung und z. Th. Schlussrevision im Gebiete der von dem verstorbenen Landesgeologen Dr. Koch aufgenommenen Sectionen Limburg, Eisenbach, Kettenbach, Idstein und Feldberg (G. A. 67; 41, 42, 47 und 48; 68; 43) aus behufs Abfassung der erläuternden Texte zu denselben. Sodann setzte er die Aufnahmen auf Blatt Schaumburg (G. A. 67; 40) weiter fort unter gleichzeitiger Vornahme von Informationstouren auf den anstossenden Blättern Ems und Rettert (G. A. 67; 39

und 46) sowie auch auf dem von Dr. ANGELBIS bearbeiteten Blatte Montabaur (G. A. 67; 33).

Dr. ANGELBIS führte die Kartirung des Blattes Girod (G. A. 67; 34) dem Abschluss nahe und begann die Untersuchung des Blattes Hadamar (G. A. 67; 35).

4. Die Rheinprovinz.

Behufs Veröffentlichung der Sectionen des Nahegebietes wurden die Eruptivgesteine zwischen der Saar und dem unteren Nahethale von den Landesgeologen Professor Dr. LOSSEN und H. GREBE einer gemeinschaftlichen vergleichenden Studie unterzogen. Ferner war letzterer an der Fertigstellung des Blattes Malberg (Kyllburg) G. A. 66; 56) thätig und begann die Aufnahmen auf den Blättern Neuerburg, Mettendorf und Waxweiler (G. A. 65; 60, 79; 6 und 66; 55).

5. Die Provinz Schlesien.

Im Eulengebirge setzte Dr. DATHE seine aus dem Gebiete des Gneisses bis in das Mittel-Rothliegende reichenden Aufnahmen jener Gegend auf Blatt Neurode (G. A. 76; 26) fort und begann dieselben auf dem östlich angrenzenden Blatte Frankenstein (G. A. 76; 27).

Dr. STAPFF kartirte auf Blatt Schweidnitz (G. A. 76; 7) die krystallinischen Gesteine und das Diluvium an deren östlichem Rande, nahm den aus Gneiss, Carbon und Quartärbildungen etc. zusammengesetzten südwestlichen Theil des Blattes Charlottenbrunn (G. A. 76; 13) auf und begann die Untersuchungen auf der südlich angrenzenden Section Rudolphswaldau (G. A. 76; 19).

II. Die Aufnahmen im Flachlande

mit besonderer Berücksichtigung der agronomischen Verhältnisse.

1. Im Arbeitsgebiete westlich der Elbe

vollendete Professor Dr. SCHOLZ zunächst die Aufnahme des Blattes Gardelegen (G. A. 43; 25). Alsdann setzte derselbe die Aufnahme des Blattes Stendal (G. A. 43; 22) fort und beendete dieselbe.

Professor Dr. GRUNER brachte das begonnene Blatt Tangermünde (G. A. 43; 28) zum Abschluss und begann die Aufnahme des Blattes Jerichow (G. A. 43; 29).

2. Im Havelländischen Arbeitsgebiete

begann und vollendete Dr. KLOCKMANN nach völligem Abschluss des Blattes Arneburg (G. A. 43; 23) die Aufnahme des Blattes Schollene (G. A. 43; 24), in dessen weiten Niederungsflächen Culturtechniker KEIPER theilweise Hülfe leistete und führte sodann noch die Aufnahme des Blattes Sandau (G. A. 43; 17) zur Hälfte aus.

Dr. WAHNSCHAFFE bearbeitete in dem, die Verbindung mit den bereits veröffentlichten Blättern über die Gegend Berlins bildenden Gebiete die drei Blätter Rathenow, Haage und Ribbeck (G. A. 44; 19, 20, 21) mit Hülfe des Culturtechnikers LÜBECK, sowie zeitweise des Culturtechnikers KEIPER. Die Aufnahme des ersteren Blattes wurde fertiggestellt.

3. Im Uckermärkischen Arbeitsgebiete

bewirkte Professor Dr. BERENDT neben seinen Inspectionsreisen in die genannten und die folgenden Arbeitsgebiete mit Hülfe des Culturtechnikers BECKER die fast vollständige Aufnahme des Blattes Eberswalde (G. A. 45; 9), sowie eines Theils des Blattes Ruhlsdorf (G. A. 45; 8).

Dr. LAUFER gelang es mit Hülfe des Culturtechnikers SCHOLZ und zeitweise auch des Culturtechnikers KEIPER die Blätter Liebenwalde und Zehdenick (G. A. 45; 1, 7) ganz, Klein-Mutz (G. A. 44; 6) zum Theil in der Aufnahme herzustellen.

Dr. KEILHACK begann und vollendete die Aufnahme des Blattes Wustrau (G. A. 44; 10).

4. In Westpreussen

führte Dr. JENTZSCH die Aufnahme des Blattes Rehhof (G. A. 33; 10) zu Ende und setzte diejenige des Blattes Mewe (G. A. 33; 9) fort. Zwischendurch führte derselbe eine Begehung einiger neuer Eisenbahnstrecken aus.

Dr. EBERT begann die Aufnahme des Blattes Garnsee (G. A. 33; 22).

5. In Ostpreussen

führte Dr. KLEBS die Aufnahme des im Vorjahre begonnenen Blattes Heilsberg (G. A. 18; 50), sowie eine Begehung mehrerer neuer Eisenbahnstrecken aus.

Dr. SCHRÖDER begann im Späthherbste die Aufnahme des Blattes Krekollen (G. A. 18; 51).

Dr. NOETLING nahm die Kartirung des Blattes Bischofstein (G. A. 18; 58) in Angriff.

Stand der Publikationen.

Im Laufe des Jahres sind zur Publikation fertig gestellt worden:

1. Lieferung XXII, enthaltend die geologisch-agronomisch bearbeiteten Messtischblätter Ketzin, Fahrland, Potsdam, Werder, Wildenbruch und Beelitz der Umgegend Berlins	6 Blätter.
2. Lieferung XXIV, enthaltend die Blätter Tennstedt, Gebesee, Gräfentonna und Andisleben	4 »
3. Lieferung XXV, enthaltend die Blätter Mühlhausen, Körner und Ebeleben . . .	3 »
4. Lieferung XXVI, enthaltend die Blätter Mittenwalde, Friedersdorf, Alt-Hartmannsdorf, Cöpenick, Königs-Wusterhausen und Rüdersdorf der Umgegend Berlins . . .	6 »
zusammen	19 Blätter.
Es waren vorher publicirt	109 »
Mithin sind im Ganzen publicirt	128 Blätter.

Weiter gelangten folgende Abhandlungen und sonstige Arbeiten zur Vollendung:

1. Abhandlungen, Band IV, Heft 3: Beiträge zur Kenntniss der Tertiärflora der Provinz Sachsen von Dr. P. FRIEDRICH. 305 S. Text mit 2 Holzschnitten, 1 Uebersichtskarte und 31 Lichtdrucktafeln.
2. Abhandlungen, Band V, Heft 1: Die geologischen Verhältnisse der Stadt Hildesheim von Dr. H. ROEMER. 85 S. Text nebst 1 Karte.

3. Jahrbuch der Königlich Preussischen geologischen Landesanstalt und Bergakademie für 1882. LIII und 692 S. Text und 23 Tafeln.

Debit der Publikationen.

Nach dem Berichte für das Vorjahr betrug die Gesammtzahl der im Handel debitirten Kartenblätter . . . . 12 305 Blätter.

Im Jahre 1883 wurden verkauft:

von Lieferung	I,	Gegend von	Nordhausen . .	13	Bl.
» »	II,	» »	Jena	26	»
» »	III,	» »	Bleicherode . .	9	»
» »	IV,	» »	Erfurt	22	»
» »	V,	» »	Halle	17	»
» »	VI,	» »	Saarbrücken		
			I. Theil . .	35	»
» »	VII,	» »	II. » . .	45	»
»	VIII,	» »	Riechelsdorf . .	22	»
» »	X,	» »	Saarburg . . .	27	»
» »	XI,	» »	Berlin Nordwesten		
			(Nauen etc.) .	21	»
» »	XII,	» »	Naumburg a. S. .	53	»
» »	XIII,	» »	Gera	13	»
» »	XIV,	» »	Berlin Nordwesten		
			(Oranienburg) .	18	»
» »	XV,	» »	Wiesbaden . .	84	»
» »	XVII,	» »	Triptis, Neustadt	8	»
» »	XIX,	» »	Querfurt . . .	18	»
» »	XX,	» »	Berlin Süden,		
			(Teltow etc.) .	43	»
» »	XXI,	» »	Frankfurt a. M. .	329	»
» »	XXII,	» »	Berlin Südwesten		
			(Potsdam etc.)	354	»
» »	XXIV,	» »	Tennstedt . . .	217	»
» »	XXV,	» »	Mühlhausen . .	144	»
» »	XXVI,	» »	Berlin Südosten		
			(Cöpenick etc.)	322	»

1840 »

so dass im Ganzen durch den Verkauf debitirt sind: 14 145 Blätter.

Von den sonstigen Publikationen sind durch den Verkauf debitirt worden:

Abhandlungen.

Band I, Heft 1. (Eck, Rüdersdorf)	3	Exempl.
» » » 2. (Schmid, Thür. Keuper)	3	»
» » » 3. (Laspeyres, Rothliegendes bei Halle)	4	»
» » » 4. (Meyn, Insel Sylt)	7	»
Band II, » 1. (Weiss, Steinkohlen-Calamarien)	5	»
» » » 2. (Orth, Rüdersdorf)	8	»
» » » 3. (Berendt, Nordwesten Berlins)	10	»
» » » 4. (Kayser, Devonfauna des Harzes)	6	»
Band III, » 1. (Weiss, Flora von Wünschendorf)	2	»
» » » 2. (Laufer und Wahnschaffe, Bodenuntersuchung)	2	»
» » » 3. (Meyn, Schleswig-Holstein)	1	»
Band IV, » 1. (Schlüter, Echiniden)	62	»
» » » 2. (C. Koch, Homalonoten)	55	»
Band V, » 1. (H. Roemer, Hildesheim)	210	»

Ferner:

Jahrbuch für 1880	5	Exempl.
» » 1881	2	»
» » 1882	48	»
Weiss, Flora der Steinkohlenformation	5	»
Geologische Uebersichtskarte des Harzgebirges	69	»
Höhenschichtenkarte des Harzgebirges	11	»

2.

Arbeitsplan für die geologische Landesaufnahme im Jahre 1884.

I. Harz.

Im Mittelharze wird Landesgeologe Professor Dr. Lossen die Kartirung des alten Harzgebirges auf Section Blankenburg zu vollenden suchen und die Darstellung der ausserhalb der Elbingeroder Mulde aufsetzenden Eruptivgesteine revidiren. Ausserdem wird derselbe die Arbeiten im Brockengebiete auf den Sectionen Elbingerode, Wernigerode und Harzburg fortsetzen.

Bergreferendar Koch wird bei der Untersuchung und Kartirung der Eruptivgesteine in den Sectionen Elbingerode, Wernigerode und Blankenburg Hülfe leisten.

Im Westharze wird Bergrath Dr. von Groddeck die Revision seiner früheren Aufnahmen auf der Grundlage der neuen Messtischblätter fortsetzen.

Sekretär Halfar wird die Arbeiten in den ihm übertragenen Theilen der Sectionen Zellerfeld und Goslar zum Abschluss bringen.

Am Nordrande des Harzes wird Landesgeologe Dr. Branco die Kartirung des nicht paläozoischen Theiles der Sectionen Goslar, Harzburg und Wernigerode weiterführen und eine Schlussrevision des Blattes Vienenburg bewerkstelligen.

Innerhalb derselben Blätter wird Dr. Laufer die Lagerungsverhältnisse der Diluvialbildungen zum Gegenstande einer besonderen Untersuchung machen.

Professor Dr. DAMES wird die Aufnahme der Section Derenburg fortsetzen.

Westlich des Harzes wird Professor Dr. VON KOENEN die Bearbeitung der Sectionen Gandersheim und Westerhof und ausserdem diejenige der Sectionen über die Umgebung Göttingen's weiterführen.

2. Im nördlichen Thüringen

wird Professor Dr. VON FRITSCH die Revision der Sectionen Halle, Gröbers, Kölsa, Merseburg, Kötschau, Weissenfels und Lützen fortsetzen.

Dr. BORNEMANN wird die Aufnahme der Section Wutha mit Ausschluss des alten Gebirges fertigstellen.

Professor Dr. BAUER wird in der Section Ohrdruf die Gliederung des Diluviums vollenden und die Regulirung der Grenzen gegen die anstossenden Sectionen zu Ende führen.

Ingenieur FRANTZEN wird die Revision der Section Kreuzburg und den Versuch einer Gliederung des unteren Muschelkalks in der Section Berka fortsetzen.

3. Im Thüringer Wald und südlich desselben

wird Professor Dr. WEISS die Aufnahme der Section Brotterode vollenden und innerhalb der Section Wutha den anstossenden südlichen Theil, soweit das alte Gebirge sich erstreckt, untersuchen und kartiren.

Professor Dr. VON FRITSCH wird die Revision der von ihm bearbeiteten Sectionen Suhl und Schleusingen fertigstellen.

Professor Dr. BÜCKING wird innerhalb der Section Tambach das von der Strasse von Schnellbach nach Steinbach-Hallenberg gegen Südwesten liegende Gebiet bearbeiten und innerhalb der Section Schwarza die Kartirung des nördlichen Theiles des Gebietes westlich des Schwarza-Thales fertigstellen.

Dr. PROESCHOLDT wird die Aufnahme der Sectionen Ostheim und Römhild fortsetzen und innerhalb der Section Schwarza den südlichen Theil des Gebietes westlich des Schwarza-Thales an-

schliessend an die dortigen Arbeiten des Professors Dr. Bücking kartiren.

Geheimer Hofrath Professor Dr. Schmid wird die Aufnahme der Section Crawinkel vollenden.

Landesgeologe Dr. Loretz wird die Kartirung im Bereiche des alten Schiefergebirges und des Rothliegenden in den Sectionen Gräfenthal, Gr. Breitenbach und Masserberg fortsetzen und zu Beginn und gegen Ende der Aufnahmezeit auch die Kartirung im Bereich der jüngeren Formationen in den Sectionen Steinach, Oeslau und Coburg weiter führen. Derselbe wird die Darstellung des Grenzgebietes der Sectionen Masserberg und Ilmenau in Gemeinschaft mit Herrn Geheimen Hofrath Professor Dr. Schmid bearbeiten.

Professor Dr. Liebe wird unter Hülfeleistung des Dr. Zimmermann die Neuaufnahme der Section Liebengrün, und die Revision der Sectionen Saalfeld und Ziegenrück vollenden, sowie die Kartirung der Sectionen Hirschberg, Lobenstein, Greiz, Naitschau und Schönberg weiterführen.

Bergreferendar Dr. Beyschlag wird die Aufnahme der Section Rodach fortsetzen.

4. In der Provinz Hessen-Nassau

wird Bergreferendar Dr. Beyschlag die von Dr. Moesta in der geologischen Bearbeitung vollendeten Sectionen Ermschwerd, Witzenhausen, Grossalmerode und Allendorf behufs der Bearbeitung der erläuternden Texte begehen.

Professor Dr. Bücking wird die Aufnahme der Section Kella fortsetzen.

Professor Dr. Bauer wird die Aufnahme der Section Tann weiterführen.

Professor Dr. Kayser wird die Section Schaumburg zum Abschlusse bringen und die Aufnahme der Sectionen Ems und Rettert in Angriff nehmen.

Behufs der Untersuchung der Altersverhältnisse im Gebiete des Unterdevon im Westerwalde und im Siegen'schen wird derselbe eine Bereisung der von Dr. Angelbis bearbeiteten Wester-

wald-Sectionen in Gemeinschaft mit diesem vornehmen und eine Orientirungsreise in's Siegen'sche ausführen.

Dr. ANGELBIS wird die Section Hadamar zum Abschluss bringen und eine Schlussrevision der von ihm bisher kartirten Blätter behufs der Veröffentlichung ausführen.

5. In der Rheinprovinz

wird Landesgeologe GREBE die Aufnahme der Section Manderscheid beginnen.

Derselbe wird in Gemeinschaft mit Professor Dr. LOSSEN eine erneute Untersuchung der Eruptivgesteine des Rothliegenden im Nahegebiet vornehmen und im Anschluss hieran in Gemeinschaft mit Professor Dr. KAYSER die Unterdevonbildungen des südlichen und westlichen Theils des Hunsrücks einer vergleichenden Untersuchung unterziehen.

6. In der Provinz Schlesien

wird Dr. DATHE zunächst in der Nordostecke der Section Rudolfswaldau den Anschluss seiner Aufnahmen an diejenigen des Dr. STAPFF in dem nördlichen Theile dieser Section herstellen. Danach wird derselbe seine Untersuchungen in dem nördlichen Theile der Section Langenbielau gegen den Nordostrand des Eulengebirges hin erstrecken, um die Zusammensetzung des Gneisses nordöstlich der Hornblendegesteinszone genauer festzustellen.

Dr. STAPFF wird die Aufnahme der Section Charlottenbrunn weiterführen.

7. Im Aufnahmegebiet des Flachlandes.

a) In dem Havelländischen Arbeitsgebiet

wird Dr. WAHNSCHAFFE unter Hülfeleistung des Culturtechnikers LÜBECK und des neu in die Arbeiten einzuführenden Culturtechnikers WOELFER die begonnene Section Haage beenden, sodann auf Grund der vor Beginn der Aufnahmen durch den Culturtechniker LÜBECK hergestellten Copien der betreffenden Kataster-

karten die Section Tremmen (Gr. Behnitz) und schliesslich die Section Ribbeck bearbeiten.

Dr. KLOCKMANN wird mit zeitweiser Hülfeleistung des Culturtechnikers KEIPER die begonnene Section Sandau beenden, demnächst die Aufnahme der Section Strodehne betreiben und geeigneten Falls auf Blatt Rhinow übergehen.

Professor Dr. SCHOLZ wird nach Vollendung der Section Hindenburg mit zeitweiser Unterstützung durch den Culturtechniker KEIPER die Aufnahme der Section Vieritz ausführen.

Professor Dr. GRUNER wird die eben begonnene Section Jerichow zu vollenden suchen.

b) In dem Uckermärkischen Arbeitsgebiet

wird Professor Dr. BERENDT neben den verschiedenen Inspektionsreisen in sämmtliche Aufnahmegebiete des Flachlandes mit Hülfe des Culturtechnikers BECKER die Section Eberswalde (geeigneten Falls auch Ruhlsdorf) vollenden und die Aufnahme der Section Joachimsthal ausführen.

Dr. LAUFER wird mit Hülfe des Culturtechnikers SCHOLZ nach Vollendung der Section Kl.-Mutz die Aufnahme der Section Nassenheide ausführen.

Dr. KEILHACK wird zunächst die Aufnahme der Section Lindow ausführen und demnächst mit Hülfe des neu in die Arbeiten einzuführenden Culturtechnikers BALDUS diejenige der Sectionen Gr.-Mutz und Beetz beginnen.

c) In Westpreussen

wird Dr. JENTZSCH die Section Mewe zum völligen Abschluss bringen und sodann die Aufnahme der Section Münsterwalde, über deren NO.-Ecke bereits Aufnahmen vorliegen, ausführen.

Dr. EBERT wird die begonnene Aufnahme der Section Garnsee zu Ende führen und demnächst auf Section Neuenburg übergehen.

d) In Ostpreussen

wird Dr. KLEBS die Sectionen Gr.-Teisten und Bartenstein in Angriff nehmen.

Dr. Schröder wird die Aufnahme der begonnenen Section Krekollen zu Ende führen und demnächst auf Section Siegfriedswalde übergehen.

Dr. Noetling wird die Aufnahme des begonnenen Blattes Bischofstein fortsetzen und möglichst zu Ende führen.

Ausserdem wird Dr. Laufer bei Beginn der Aufnahmeperiode eine Bereisung des nördlichen Theiles der Provinz Hannover behufs der Aufsuchung von Mergellagern ausführen.

3.

Mittheilungen der Mitarbeiter der Königlichen geologischen Landesanstalt über Ergebnisse der Aufnahmen im Jahre 1883.

Mittheilung des Herrn K. A. LOSSEN über eine gemeinsam mit Herrn H. GREBE im Sommer 1883 unternommene geologische Untersuchung des sogenannten Eruptiv-Grenzlagers im Ober-Rothliegenden zwischen Kirn und Oberstein an der Nahe und St. Wendel an der Blies.

Die im zweiten Bande dieses Jahrbuchs von Herrn GREBE gegebene Darstellung der geologischen Gliederung des Oberrothliegenden zwischen der Saar und dem Glan konnte durch das einseitige Betonen basaltischer Melaphyre und ihrer Mandelsteine in dem Grenzlager leicht den Eindruck hervorrufen, als ob in jener Gegend saurere Eruptivgesteine porphyritischer Natur fehlten und Quarzporphyr und Melaphyr unvermittelt vorkämen. Dem standen indessen die von Herrn E. WEISS herrührenden, in J. ROTH's Beiträgen zur Petrographie der plutonischen Gesteine veröffentlichten Resultate der Untersuchungen über die porphyritischen Gesteine der Horst bei Bettingen an der Prims, ganz im Westen des fraglichen Gebietes, entgegen; auch liessen die Untersuchungen der Herren LASPEYRES und STRENG über die saureren, zum Theil ganz ausgeprägt porphyritischen Grenzlager-Gesteine an der Unternahe, im Osten des Gebietes, erwarten, die Mittelregion, in der das Grenzlager seine ausgedehnteste räumliche Verbreitung zeigt, werde diese Gesteinstypen auch nicht ganz vermissen lassen, und dies um so weniger, als auch die mikroskopischen Diagnosen,

welche H. Rosenbusch's Physiographie der massigen Gesteine in reicher Fülle aus jener Eruptivformation mitgetheilt hat, dem Ortskundigen weitere Beweise dafür an die Hand gab.

Die einschlägigen Sammlungen der geologischen Landesanstalt, die von H. Laspeyres, E. Weiss, F. Rolle, H. Grebe herstammen, gestatteten eine vorläufige Orientirung und unterstützten wesentlich die Vorbereitung aus der Literatur, die sich auch auf die Eruptivgesteine im Unterrothliegenden und in der Steinkohlenformation erstreckte.

Da es nicht möglich war, in der zugemessenen Zeit die ganze geographische Ausdehnung des Grenzlagers zum Gegenstand eingehender Untersuchung zu machen, so musste die Umgebung von Baumholder vorläufig unbesucht bleiben; die Hauptbasis der Schritt für Schritt mit Hammer und Lupe ausgeführten Durchmusterung bildete das trefflich aufgeschlossene Eisenbahnprofil von St. Wendel, beziehungsweise Namborn bei St. Wendel bis nach Oberstein und eine quer dagegen gerichtete Untersuchungstour von Oberkirchen (Weiselberg) über Freisen, Berglangenbach nach Heimbach und von Aulenbach über Reichenbach, Kronweiler nach Niederbrombach. Ein Blick auf die Weiss-Laspeyres'sche geognostische Uebersichtskarte des kohlenführenden Saar-Rhein-Gebietes lehrt, dass der an letzter Stelle angegebene Weg von Oberkirchen her aus den Lebacher Schichten (Mittelrothliegendes Weiss, Oberes Unterrothliegendes Grebe), als dem Liegenden des Oberrothliegenden, in das Grenzlager eintritt und bei Niederbrombach wieder in die Lebacher Schichten herausführt; das Eisenbahnprofil schneidet dagegen umgekehrt da, wo es zwischen Oberstein und Nohbollenbach das Grenzlager verlässt, in hangendere Sedimentschichten (Obere Söterner Schichten Grebe's) ein, die sich hier in die Eruptivdecke (*nappe*) einmulden, und denselben hangenderen Schichten begegnet man auf der entgegengesetzten Seite, wo dieselben als eine kleine Mulde in der Umgebung von Heisterberg längs der Eisenbahn zwischen Wallhausen und Namborn dem Grenzlager aufruhen.

Indem nun die Eruptivgesteinstypen an der oberen oder hangenden Grenze, wie sie z. B. längs des Bahnhofs und in den

Burgfelsen von Oberstein, auf dem Tiefert bei Kirn und von da gegen die Einmündung des Reiden- und Dickesbachs in die Nahe hinzu, ebensowohl als südlich Wallhausen, bei Heisterberg, Mosberg, Steinberg u. s. w. anstehen, unter sich wesentlich übereinstimmend gefunden wurden, ergab sich ein Normaltypus der Deck- oder Dachgestein-Zone im Grenzlager, der entweder von dem Oberen Thonstein GREBE's (z. B. Krebsweiler Thal, Tiefert) oder da, wo dieser fehlt, direct von den Oberen Söterner Schichten überlagert wird.

Untersuchungen dagegen, welche östlich von Burg Birkenfeld gegen den Staffelhof hinzu, östlich von Hoppstädten bis über die Mausemühle hinaus, am Krausberge bei Schmisberg, ferner OSO. von Veitsroth, sowie im Krebsweiler Thale bei Kirn angestellt wurden, wo überall der Untere Thonstein GREBE's, sei es als solcher (Gegend von Kirn), sei es als Porphyrconglomerat (Gegend von Birkenfeld) das unmittelbare Liegende des Grenzlagers [1]) bildet, haben in eben so constanter Weise einen besonderen Gesteinstypus dieser tiefsten oder Sohlgestein-Zone erkennen lassen.

Einen dritten Typus bilden die Gesteine der Mittelzone zwischen Sohl- und Dachgestein, welche die Hauptmassen des Grenzlagers zwischen Kirn und Namborn zusammensetzen und örtlich, da wo das Sohlgestein fehlt, wie bei der Namborner Mühle, direct auf dem Porphyrconglomerat ruhen. Das Eisenbahnprofil zwischen Heimbach unterhalb der Mausemühle und Enzweiler oberhalb Oberstein besteht ausschliesslich aus diesen Gesteinen der Mittelzone, die auch, wenige Stellen abgerechnet, längs des bald über die Höhen, bald über die Thalsohlen führenden Querprofils zwischen Freisen und Niederbrombach anstehen; nur bei Berg-Langenbach und Reichenbach auf einer, das Querprofil kreuzenden, Längslinie, welche das bei Oberstein eingemuldete Oberrothliegende der Winterhauch mit der Heisterberger Mulde verbindet, wurde Dachgestein angetroffen. Auch die unbesucht gelassene Gegend von Baumholder scheint nach den Handstücken

[1]) Das also hier, wie an den übrigen Orten, wo diese zum Oberrothliegenden zählende Conglomerat- oder Thonsteinbildung entwickelt ist, nicht mehr genau auf der Grenze zwischen Mittel- und Oberrothliegendem lagert.

der Sammlung und nach den Diagnosen des ROSENBUSCH'schen Werks vorzüglich der Mittelzone anzugehören.

Diese Beobachtungen bestätigen also die bereits von LASPEYRES ausgesprochene Anschauung, dass das Eruptiv-Grenzlager nicht sowohl einem einzigen deckenförmig ausgebreiteten Ergusse, als vielmehr mehreren übereinandergeflossenen Lavaformationen entspricht; sie widerlegen aber auch die Befürchtung desselben Autors, als ob der Geolog auf die petrographisch-geologische Gliederung dieser classischen Eruptivformation Verzicht leisten müsse.

Die Gesteine der ältesten Ergüsse in der Sohlgestein-Zone waren bereits Herrn GREBE nach ihrer äusseren Erscheinung aufgefallen und machen einen Theil dessen aus, was derselbe als »basaltischen Melaphyr« auf seinen Messtischblättern vorläufig ausgeschieden hatte. Die dunkel schwärzlichgraue Farbe des noch nicht oxydirten Gesteins und das der Grösse und Zahl nach auffällige Zurücktreten aller porphyrischen Einsprenglinge in die durchaus vorwaltende feinkrystallinische oder in selteneren Fällen ganz dichte Grundmasse erklären die Anwendung jenes Namens, der indessen für andere Gesteinstypen bezeichnender ist, als für das Sohlgestein. Eine aufmerksamere Betrachtung der Grundmasse lässt häufig schon das unbewaffnete Auge eine durch die annähernde Parallellagerung der darin vorwaltenden Feldspathtäfelchen (Plagioklas, vorwaltend von geringer Auslöschungsschiefe, darunter wohl auch etwas Orthoklas) bedingte feinkörnig-schuppige Struktur erkennen, ähnlich jener, welche viele Phonolithe und manche Trachyte (z. B. Kühlsbrunnen im Siebengebirge), aber auch Melaphyr genannte Gesteine, so z. B. ganz ausgezeichnet ein »Melaphyr« vom Forstberge bei Landeshut in Niederschlesien, zeigen. Auch die plattige Absonderung im Grossen, die dem Phonolith ehedem den Namen »Porphyrschiefer« eingetragen hat, kehrt bei dem Sohlgestein im Gefolge jener charakteristischen, zuweilen mit einer eutaxitischen Flaserung gepaarten Grundmassenstruktur wieder. Typische Feldspathbasalte besitzen andere Strukturen, indem selbst die sauersten darunter, wie die Gesteine der Löwenburg im Siebengebirge und

die Andesin-haltigen olivinarmen hessischen Anamesite viel mehr zur divergentstrahlig-körnigen Struktur mit krystallinischer Mesostasis (Diabas- oder Ophit-Struktur) oder zu derselben mit Intersertal-Basis (Dolerit-Struktur) neigen. Vergleichbarer sind ZIRKEL's untypische, dem Augit-Andesit strukturell angenäherte Basalte (Dunglass, Heckla-Lava von 1845, Truckee Valley, letztere beide mit 56,68 und 56,53 pCt. SiO_2); doch ist das Eruptivgestein in der liegenden Region des Grenzlagers meist basisärmer und oft geradezu vollkrystallinisch, und Olivin-Kryställchen finden sich nur spärlich zwischen den wenigen, oft knäuelartig verbundenen Einsprenglingen darin, während braune oder grüne Hornblende und brauner Glimmer sich hier und da neben dem allermeist ganz in der feldspathmikrolithenreichen Grundmasse versteckten Augit an deren Aufbau betheiligen; Apatit fehlt darin nicht und von Eisenerzen herrscht Magnetit in zahlreichen mikrolithischen Kryställchen oder Krystallkörnchen in der Regel über die spärlicheren, aber zuweilen schon mit blossem Auge sichtbaren Titaneisenerztäfelchen vor. Mandelsteinbildung fehlt ganz oder stellt sich erst gegen das Hangende der Sohlgesteinszone ein, wo allmählich der Typus der Mittelzone Platz greift.

ROSENBUSCH[1]) hat das Gestein vom Mausemühl-Tunnel zu der Abtheilung seiner »wirklichen Melaphyre mit mehr oder weniger reichlicher Zwischenklemmungsmasse« gestellt; legt man nicht so einseitiges Gewicht auf die Anwesenheit des auch nach diesem Autor »spärlichen« Olivin, so fühlt man sich eher gedrängt, einen relativ basischen Augit-Porphyrit darin zu erkennen, entsprechend manchen olivinhaltigen Augit-Andesiten, wie beispielsweise OEBBEKE solche von den Philippinen, KLOOS solche aus Oregon (Mt. Hood) beschrieben und MARX dergleichen aus Nicaragua analysirt hat (Gesteine mit mehr als 56 pCt. SiO_2, während das Sohlgestein des Grenzlagers vom Staffelhof bei Burg Birkenfeld 57,73 pCt., das OSO. von Veitsroth bei Idar 56,92 pCt. SiO_2 enthalten).

Geht man von der Mausemühle das Eisenbahnprofil die Nahe abwärts, so kommt man schon vor der Station Heimbach in die

[1]) Massengesteine, S. 400.

mächtigste und zu Tag am weitesten verbreitete, aus einem Wechsel compacter und porös-mandelsteinartiger Massen zusammengesetzte Mittelzone des Grenzlagers. Im oxydirten Zustande, welcher weitaus vorherrscht und für die Mandelsteine geradezu die Regel bildet, besitzen die typisch porphyritischen Gesteine dieser Zone meist röthlich-graue, violett- oder rothbraune, seltener licht fleischrothe Farbe, an deren Stelle im frischeren Zustande Grünlichgrau oder Grau bis Schwärzlichgrau und in glasreichen Gesteinen das Pechschwarz des Weiselberg-Gesteins tritt. Was diese Porphyrite besonders charakterisirt, sind kleine schmalnadelförmige säulige Augit- oder Bronzit-Einsprenglinge, die jedoch nur in selteneren Fällen, ausgenommen in den pechsteinartigen Varietäten, frisch glasglänzend, von gelb- bis graugrüner Farbe angetroffen werden. Meistens sind es messinggelbe Bastit- oder lebhaft bläulichgrüne delessitartige bis schwärzlichgrüne melanolithähnliche Pseudomorphosen [1]), die als solche weit besser aus der Grundmasse hervortreten, als das unzersetzte Mineral; nur Kalkspath-Pseudomorphosen, die sich manchmal statt dessen einfinden, rufen das Gegentheil hervor. Die chloritischen Augit-Pseudomorphosen gleichen solchen aus den substanziell mit den Gesteinen der Mittelzone verwandten Augit-Dioriten und Kersantiten oder auch aus den augitführenden Granititen und den Keratophyren und weisen durch ihre intensive Färbung, namentlich aber durch ihren deutlichen, aus Bläulich- oder Braungrün und Braun in Gelb übergehenden Pleochroismus auf ihren relativ hohen Eisenoxydgehalt und darüber hinaus auf den Eisenreichthum ihres Mutterminerals hin, das zur Gruppe der Malakolithe oder Funkite oder eines damit nahe verwandten, ganz licht weingelb oder schwach pleochroitisch grün-röthlich durchsichtigen monoklinen Augits gehört. Ueberdies zeigen diese Pseudomorphosen lebhaftere Polarisationsfarben, als sie bei den aus Diabantachronnym oder Subdelessit (WEISS) bestehenden eisen-

[1]) Beide letztere Pseudomorphosen nach Augit oft mit Hornblende verwechselt, wie in einem namhaften Antheil der Ilfelder Porphyrite, für welche GIRARD und BÄNTSCH bereits den Augitgehalt betont hatten, ebenso in einem Theil der Gesteine vom Luganer See.

oxydarmen Chloritpseudomorphosen nach den nelkenbraunen oder ledergelben Augiten im typischen Diabas oder im normalpyroxenischen Melaphyr gefunden werden. — Neben diesen Einsprenglingen augitischer Mineralien sind fast ebenso regelmässig solche von oft gruppenweise vereinigten Plagioklasen (Labradorfeldspath nach E. E. Schmid und Teall) vorhanden und als sehr charakteristisch solche von oft rundlich begrenzten dicken Titaneisenerztäfelchen, alle diese Einsprenglinge nicht gross und nicht dicht gedrängt, so dass die Grundmasse vor denselben vorwaltet. Olivin wurde bislang nicht beobachtet und spielt keinenfalls eine beachtenswerthe Rolle; wenn Rosenbusch's vortreffliches Buch über die Massengesteine [1]) einzelne, dem Vorkommen nach wohl nur in die Mittelzone gehörige Gesteine auf Grund eines Olivingehalts zu seinen basisreichen Melaphyren stellt, wie z. B. ein Gestein zwischen Körborn und Baumholder, so führen gerade dann seine scharfen Diagnosen sonstige Eigenschaften an, die viel besser zum porphyritischen Gesteinscharakter passen, so die »ungewöhnlich gut krystallinisch ausgebildeten Augite« und den »sehr sicher nachweisbaren Orthoklas« neben dem herrschenden Plagioklas; auch ist anderweitig, wie bei den Gesteinen von Eckersweiler und Berschweiler, geradezu von »Annäherung« oder »Uebergang« zum »Diabasporphyrit« die Rede, unter welchem Namen eine Anzahl recht charakteristischer Vorkommen aus der Mittelzone beschrieben sind, darunter das Weiselberg-Gestein und verwandte als »Diabaspechstein«.

Der Berichterstatter hat gegenüber dieser Nomenclatur bereits an anderer Stelle (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883. Februarsitzung S. 211 ff.) seine Auffassung entwickelt, die einen Begriff Augit-Porphyrit als Vorläufer des Augit-Andesits verlangt, beide Gesteinstypen jedoch nicht als Aequivalente des olivinfreien Diabas, Norit [2]) und Gabbro, sondern des Augit-, (bezw.

---

[1]) S. 399 und 400.

[2]) Wenn J. Petersen in seinen lehrreichen Untersuchungen über den Enstatitporphyrit aus den Cheviot-Hills (Kiel 1884) schlechthin den »Norit (im Sinne Rosenbusch's)« als Aequivalent des Enstatitporphyrits auffasst und den ganz eng mit Quarzdiorit verbundenen »Norit vom Vildarthal« mit 59,97 pCt. SiO_2 nach

Bronzit-) Quarzdiorits[1]. Er zählt also die Gesteine der Mittelzone zum Augit-Porphyrit. Die seither ganz allgemein gemachte Erfahrung, dass nicht nur, wie FOUQUÉ gezeigt, in dem Augit-Andesit der Santorin-Lava, sondern in den Augit-Andesiten zahlreicher Hauptverbreitungsgebiete vulkanischer Eruptivgesteine (Ungarn, Californien u. s. w.) ein rhombischer Augit (Hypersthen oder Bronzit) neben dem monoklinen, öfters ebenfalls pleochroitischen Augite (Malakolith u. s. w.) vorkommt, findet sonach in den Porphyriten der Mittelzone ihre vollständige Parallele, wozu die nach den Begehungen im Sommer 1883 kürzlich bekannt gewordenen Untersuchungen von TEALL und JOH. PETERSEN über die Cheviot-Porphyrite und deren Aequivalenz[2]) mit einem Handstücke vom Steinernen Mann bereits eine Bestätigung bringen. Auf eine kartographische Trennung solcher Gesteine, in welchen die rhombischen Augite vor den monoklinen vorherrschen, von solchen, in denen das umgekehrte Verhältniss statthat, wird man indessen verzichten müssen.

TELLER und v. JOHN als Beispiel citirt, so hat er selbst das, meiner Erinnerung nach übrigens bereits von TEALL ganz richtig gewürdigte, Unzureichende seines Vergleichs dargethan, denn alle diese quarzhaltigen südtyrolischen Gesteine sind keine Norite (ROSENB.).

[1]) Vergl. auch dieses Jahrbuch, Jahrgang 1882, S. XX.

[2]) Diese Aequivalenz darf um so mehr geltend gemacht werden, als beide Vorkommen, das schottische und das aus dem Westrich, mesoplutonischen Alters sind, obwohl ersteres zur Devonzeit, letzteres zur Zeit des Rothliegenden sich ergossen hat. Denn, wenn ich mehrfach die mesoplutonische Eruptionsaera als postculmisch und antetertiär bezeichnet habe, so gilt diese Zeitschranke selbstverständlich nur für die in Deutschland herrschenden Verhältnisse. Im Verbreitungsgebiet des Old Red in Schottland beginnt das Flötzgebirge im älteren tectonischen, nicht im neueren paläontologischen, Sinne mit dieser Formation, als der ersten, die nach der grossartigen, von der Protusion des Granits begleiteten Faltung und Metamorphosirung der silurischen Schichten des schottischen Hochlands zum Absatz gelangt ist. Eine absolute Zeitschranke werden wir auch nicht für die neoplutonische (vulkanische) Eruptivaera geltend machen dürfen, die wir gewöhnlich mit der Tertiärzeit beginnen lassen. Dagegen streiten entschieden die bald der Kreidezeit, bald dem Tertiär angehörigen deckenförmigen »Diabase, Serpentine und Gabbro's« in Süd- und Südosteuropa, namentlich aber die ausserordentlich mächtigen und viele Tausend Meilen weiten Basaltergüsse der Kreideformation Ostindiens (Deccan-traps).

Die Kieselsäureprocente der Gesteine schwanken nach 9 Analysen zwischen 60,09 und 54,61 pCt.; letzteren Werth gab E. E. Schmid für den Pechstein aus der Gegend von Mambächel an; alle anderen Werthe liegen über 56 pCt., die Mehrzahl darunter über 58. Die stets über die Einsprenglinge vorherrschende Grundmasse ist danach beträchtlich saurer, als die porphyrisch daraus ausgeschiedenen Labradore von 52,03 bis 53,41 pCt. Kieselsäuregehalt. Mit dieser sauren Grundmassenbeschaffenheit stimmt die Mikrostruktur wohl überein; dieselbe erweist sich bald mosaikartig und dann, bei stets vorherrschendem Feldspathpflaster, oft deutlich quarzhaltig, bald mehr unbestimmt fleckig und zum Theil mikrofelsitisch, ähnlich der der Quarzporphyre; bald ist der vorwaltende Feldspathgehalt in leistenförmigen Mikrolithen ausgeschieden, sei es in dichtem, echt porphyritischem, quarz-, glas- oder basisgetränktem Mikrolithenfilze, sei es nur locker eingestreut in eine mehr oder weniger überwiegende, globulitisch gekörnelte oder trichitisch getrübte oder auch in beiden Erstarrungsweisen ausgebildete bräunliche oder grauliche Glasbasis. Letztere Ausbildungsweise waltet bei der Pechstein-Varietät vor, die sich keineswegs auf den, übrigens als Erosionsrest über oder als Intrusivmasse in den Lebacher Schichten vom Grenzlager räumlich getrennten, Weiselberg beschränkt, sondern recht häufig in der Mittelzone vorkommt, so zu Niederbrombach im Dorfe selbst[1]), um Kronweiler, Mambächel, Frohnhausen, Eckersweiler, zwischen Nohen und Hoppstaedten, Riemsberg und Schmisberg, auf der Platt' bei Aulenbach u. s. w. An letztgenannter Stelle zeigt der Pechstein eine ganz ausgezeichnete Kugelstruktur, indem sich etwa haselnussgrosse Ballen von etwas stärker entglaster Masse dichtgedrängt in der als Bindemasse dienenden Pechsteinmasse ausgeschieden haben. Ebenso lehrreich ist eine variolitische Abänderung, die neben dem Pechstein von Niederbrombach ansteht und überdies noch durch das Vorkommen jenes roth- und gelbdurchsichtigen Epidots (Withamits)

[1]) Das Himmelsköpfchen bei Niederbrombach verhält sich dagegen räumlich dem Weiselberge analog: an beiden Orten kommen indessen neben dem Pechstein auch steinig entglaste Porphyrite vor.

bemerkenswerth erscheint, den der *Porfido rosso antico* Aegyptens und der Porphyrit von Glencoe in Argyleshire beherbergt.

Unter den steinig entglasten Porphyriten sind noch besonders lichtere, härtere, beim Ritzversuch den Stahl zum Theil angreifende Abarten zu erwähnen, die auch hie und da ein porphyrisch ausgeschiedenes Quarzkörnchen oder ein braunes Glimmerblättchen erkennen lassen, während die augitischen Einsprenglinge darin mehr zurücktreten. Solche Gesteine stehen im Eisenbahnprofile unterhalb Kronweiler in der Umgebung von Frauenburg an, desgleichen zwischen Oberstein und Idar im Idarthale u. a. und scheinen ungefähr in der Mitte zwischen der Sohl- und der Dachgestein-Zone zu lagern, denn bei Hammerstein und Enzweiler findet man wieder Bastit-Gesteine und die verwandten Typen wie oberhalb Kronweiler.

In den zu diesen Augit- und Bronzit-Porphyriten gehörigen Mandelsteinen erkennt man dieselben Einsprenglinge und Umbildungsprodukte, zumal Delessit, Kalkspath und Achat, wie in den zugehörigen compacten Gesteinen, während die Zersetzungsprodukte des Olivins darin fehlen. Rundblasige Formen der Mändelchen sind selten darin zu finden, hingegen die schlauchförmig gewundenen, nach der Flussrichtung gedehnten vorherrschend.

Die inneren Absonderungen und die dadurch mitbedingten äusseren Reliefformen der nicht blasig aufgetriebenen Augit- und Bronzit-Porphyrite erinnern an diejenigen des Quarzporphyrs; es sind schalig-plattige Strukturen, die den Felsformen eine von Vertikalklüften beherrschte Pfeilerung verleihen oder auch in ganz krummflächigen, gewölbeartigen Formen auffallend hervortreten.

Diese Formen, welche man bei Heimbach, Nohen, Kronweiler, Frauenburg selbst im flüchtigen Anblick vom Eisenbahnzuge aus in scharfer Ausprägung leicht wahrnimmt, verschwinden bei Oberstein, in dessen Umgebung die Burgfelsen und die benachbarten Felswände plumpere Gliederung mit starker Betonung der Horizontallinien und sichtlicher Neigung zu einer roh-kugeligen Absonderung zeigen. Hier also ist man in der Region des Dachgesteins, welches den basischsten Typus (52,5 — 44 pCt. SiO_2)

im Grenzlager darstellt, der durch das constante porphyrartige Hervortreten scharf begrenzter Olivin-Krystalle oder deren Pseudomorphosen in allen seinen sonstigen Abänderungen gut charakterisirt ist. Diese Abänderungen lassen sich, wenn man von den durch die verschiedenen Umbildungsprocesse bedingten absieht, auf zwei Hauptgruppen zurückführen: typische Melaphyre mit oder ohne Mandelsteinbildung und Melaphyre von porphyritischem Habitus. Die Gesteine der ersten Gruppe walten in der Umgebung von Oberstein und Reichenbach, auf dem Tiefert bei Kirn, sowie im Eisenbahndurchstiche zwischen Wallhausen und Heisterberg vor und sind im Hauptausbreitungsgebiete des Grenzlagers innerhalb der Dachgestein-Zone überhaupt die herrschendere Abänderung. Am bekanntesten ist das Vorkommen in dem Eisenbahndurchstiche des Bahnhofs Oberstein. Hier kann man relativ frische Gesteine schlagen, aus deren schwarzer basaltähnlicher, basisreicher Grundmasse wasserhell glasige Labradore von langleistenförmiger Form und einer oft zur divergentstrahligen Struktur neigenden Anordnung, gründurchsichtige, im Dünnschliff lichtgelbe Augitkrystalle von mehr breitsäuliger als nadelförmiger Gestalt und Olivine porphyrisch hervortreten. Schritt für Schritt lassen sich die Umwandlungserscheinungen an diesen Wänden verfolgen. Carbonatbildung färbt das Gestein schliesslich grau, Hämatitbildung roth oder braunroth bis röthlichgrau, je nach dem Verlauf des Processes, den auch die Abscheidung der gelösten Kieselsäure der Silicate auf Spältchen oder in Hohlformen begleiten kann. Der Ausscheidung dieser End- und Restprodukte des Zerlegungsprocesses zuvor geht aber die Umbildung des Augits und des offenbar eisenreichen Olivins in delessitische, chloritische, bastitische, serpentinöse oder auch chlorophaeitische Substanzen, die unter Aufnahme des Eisenoxyds selbst zur Neubildung von Biotit führen können; denn die lebhaft tombakglänzenden, sechsseitigen, ungleichkantigen Glimmertafeln, die, zumal in stark angegriffenen Gesteinen, auffallen, zeigen die Form des Orthopinakoids, bezw. der Querfläche, augitischer Mineralien und sind ganz sichtlich durch die klinopinakoidalen oder der Längsfläche folgenden Spaltrisse durchrissen

oder treppenförmig abgestuft. Ganz besonders charakteristisch sind die metallisch spiegelnden, nach den Pinakoiden des Olivins gespaltenen und die Maschentextur des voraufgegangenen Umwandlungsstadiums vererzt darbietenden, blutroth durchscheinenden [1]) Eisenglanzpseudomorphosen nach Olivin; vereinzelte darunter mögen auch dem Bronzit angehören.

Dieser vorherrschend porphyrischen Ausbildungsweise der typischen Melaphyre der Dachgestein-Zone entsprechen häufig relativ basisreiche Gundmassen mit dunkleren Basisfarben und zahlreichen globulitischen und krystallitischen Ausscheidungen. Damit steht dann in Einklang eine reichlichere Betheiligung des Augits und des Eisenerzes (sowohl Magnetit als barrenförmiges Erz) an den basisärmeren, besser auskrystallisirten Grundmassen, in denen die mikrolithischen Feldspathleisten der Auslöschungsschiefe nach manchmal saurer als Labrador sind. Ganz oder fast körnige Melaphyre mit Dolerit- oder Diabasstruktur kommen kaum vor.

Die in häufigem Wechsel mit diesem Gesteinstypus anstehenden Mandelsteine sind oft auffällig rundblasig blattersteinartig und an den Umbildungsprodukten des Olivins neben Kalkspath, Quarz und Achat, Delessit, Zeolithen u. s. w. kenntlich.

In den Uebergangsgliedern zwischen diesen Melaphyren und den Gesteinen der zweiten Gruppe von mehr porphyritischem Habitus stellt sich neben Augit Bronzit ein, der ganz ähnliche blutrothe Hämatit- und auch Glimmerpseudomorphosen nach einem bastitischen Umwandlungsstadium erkennen lässt, wie sie oben kurz charakterisirt wurden. Zugleich nimmt die globulitisch-krystallitische Basis an Menge und Intensität der Färbung ab und die Krystallinität zu (Heisterberg u. a.).

---

[1]) Gewöhnlich sind solche blutrothdurchsichtige Pseudomorphosen nicht pleochroitisch, doch hat Rosenbusch bereits in einem zum Dachgestein zählenden Melaphyr von Asweiler solche Pseudomorphosen mit Pleochroismus bemerkt und daraus auf Biotit geschlossen. Die Erscheinung ist in Pseudomorphosen nach Olivin wie nach Bronzit recht häufig und beruht wohl auf der Anwesenheit beider Substanzen, indem das Eisenoxyd zum Theil als dilutes Pigment vorhanden sein mag.

Der Gesteinstypus der zweiten Gruppe bekundet seine Annäherung an den Porphyrit des Weiteren durch eine oft ganz ausgezeichnet entwickelte feinschuppig-körnige Parallelstruktur der Feldspathtäfelchen in der Grundmasse, ähnlich, aber nicht gleich derjenigen, die wir bereits im Sohlgestein kennen gelernt haben. Damit ist denn öfters ein Zurücktreten der Basis bis zur vollkrystallinischen Beschaffenheit bemerklich, so dass Rosenbusch solche Gesteine Olivindiabase oder Enstatit-haltige Olivindiabase in seiner Ausdrucksweise nennt, andere dagegen Melaphyre. Echte (ophitische) Diabas-Struktur geht aber diesen fast oder ganz vollkrystallinischen Gesteinstypen gänzlich ab. Die in der Grundmasse vorhandenen Augitchen und Bastitchen zeigen vielmehr oft eine ganz regelmässige Begrenzung und reichen ihrer Quantität nach nebst den Eisenerzen nicht hin, um ein echt divergent-strahlig-körniges Gefüge zu bedingen. So sind es vorzugsweise die constant und zahlreich porphyrisch ausgeschiedenen Olivine, bezw. deren Pseudomorphosen, welche zu einer für die Kartirung jedenfalls gebotenen Zusammenfassung mit den Dachgesteinen der ersten Gruppe hindrängen; strukturell dagegen umschmiegt der wohl auch etwas orthoklashaltige Feldspathmikrolithenfilz jene Olivin-Einsprenglinge ebenso sichtlich fluidal, wie in den Augit-Porphyriten die Augite oder Bronzite, von welchen die letzteren auch hier oft gar nicht so spärlich neben den Olivinen erscheinen, während der Plagioklas und der Augit nicht aus der Grundmasse hervorzutreten pflegen, der Olivin umgekehrt als Grundmassengemengtheil fehlt.

Es vermitteln also diese Gesteine sichtlich den Uebergang der melaphyrischen Dachgesteinzone zu der porphyritischen Mittelzone in der Hauptausbreitung des Grenzlagers und stehen naturgemäss auch vorwiegend zwischen beiden an. Ebenso natürlich ist, dass local einmal der Bronzit den Olivin in diesem, dem Porphyrit ähnlichen Gesteinstypus fast oder ganz verdrängt, und damit zugleich eine grössere Annäherung an die echten Bronzit-Porphyrite herbeigeführt wird.

Vorläufige Untersuchungen haben ergeben, dass die melaphyrischen Dachgesteine neben den Hornblendeporphyriten, Glimmer-

und Bastit-Porphyriten im Primsgebiete eine weite Verbreitung besitzen, wogegen im Grenzlager[1]) an der Unternahe sichtlich die saureren Porphyrit-Typen prävaliren, darunter aber Augit- und Bronzit-Porphyrite nicht fehlen; am Welschberge bei der Burgspohnheimer Mühle kommen braune Hornblende, lichtgelb-durchsichtiger Augit und Bronzit und auch brauner Glimmer in ein und demselben Porphyrite porphyrisch ausgeschieden vor. Vielleicht lehrt die weitere Untersuchung, unbeschadet der ganz ersichtlich jetzt schon hervortretenden Unterschiede in den einzelnen geographischen Grenzlagerbezirken, jene typischen Hornblendeporphyrite der Unternahe auch im Hauptverbreitungsbezirke der Augit- und Bronzit-Porphyrite, der hier beschrieben wurde, noch kennen.

Mittheilung des Herrn A. HALFAR über Aufnahmen im nordwestlichen Theil des Messtischblattes Zellerfeld.

Das betreffende Gebiet südwestlich von Goslar und nordwestlich des Granethales besteht ganz vorwiegend aus Oberdevon und Culmschichten, während die unter ersterem auftretenden Goslarer Schiefer in der neuerlichst kartirten Partie sehr untergeordnet erscheinen und das ganz vereinzelte Vorkommen der noch tiefer folgenden Calceolaschichten nordöstlich von Hahnenklee hier nicht weiter berücksichtigt werden soll.

Die Goslarer Schiefer lassen sich mit Sicherheit durch den Einschluss verkiester Petrefacten und einiger sehr untergeordneter Quarzitbänkchen nur im Kleinen Hühnerthale nordöstlich unterhalb des letztgenannten Dorfes und gegenüber von der Ausmündung des Lange- in das Granethal durch nicht näher bestimmbare verkieste Orthoceren erkennen.

Die Oberdevon-Schichten, welche sich in ihren unteren Thonschiefern den Goslarer Schiefern ohne jede scharfe petrographische Grenze anschliessen, erscheinen im nördlichen Theile des untersuchten Gebietes, abgesehen von ihrer abweichenden petrogra-

[1]) Die Biotit-Augit-Quarzporphyrite und andere Porphyrittypen des Lemberg-Massivs gehören nicht zum Grenzlager, stehen vielmehr in inniger Beziehung zu dem Kreuznacher Quarzporphyr. Auch die Porphyrite des Welschberges bei Burgspohnheim und die der Horst bei Bettingen an der Prims scheinen stockförmig das Unterrothliegende zu durchbrechen.

phischen Ausbildung, auch in einer geradezu auffälligen grösseren Mächtigkeit, als in dem südöstlichen.

Das **Oberdevon** ist, wenn auch kaum auf der Karte, so doch systematisch in zwei Abtheilungen zu gliedern, nämlich eine untere, welche man allgemein als »Intumescens-Schichten« zusammenfassen kann, und in eine obere, welche am zutreffendsten als »Cypridinen-Schichten« bezeichnet werden möge. Beide werden aus Thonschiefern mit ganz vorwiegend hellen, bisweilen einander auch sonst petrographisch ähnlichen Kalkstein-Einlagerungen zusammengesetzt.

Für die erstgenannte Abtheilung kann, wie oben und schon im letzten Jahrbuche S. XXIV angedeutet, eine scharfe Grenze nach unten nicht gezogen werden; doch dürfte eine solche annähernd richtig unterhalb des Auftretens compacter dickschieferiger, meist grünlichgrauer und oft kalkhaltiger Thonschiefer angenommen werden, welche auch hier fast immer mit dem Intumescenz-Kalkstein (A. Roemer's Kramenzelkalk z. Th.) vergesellschaftet sind. In dieser unteren Oberdevon-Stufe ist ausser genanntem Kalksteinvorkommen noch ein sehr untergeordnetes zweites zu erwähnen, welches besonders deutlich an der Ostseite des Hühnerthalskopfes nördlich der quer über ihn aufgehauenen Schneise an dem neuen Forstwege aufgeschlossen ist, der von der Ausmündung des Kleinen Hühnerthales in die Grane über das Grosse Hühnerthal hinweg nach dem forstlicherseits »Schünenthal« genannten Berge hinaufführt. Dasselbe stellt einen sehr dunklen, bis blauschwarzen, höchst unreinen, besonders thonigen und eisenhaltigen, bisweilen schieferigen und auf den Schichtflächen unebenen Kalkstein dar, der in einigen, etwa 1—3 Centimeter dicken Bänkchen wenige Meter im Liegenden des sogenannten »Kramenzelkalksteins« auftritt. Derselbe wird durch die Verwitterung zu einer bräunlichgrauen bis lichtockergelben, feinporigen, weichen bis mulmigen Masse zersetzt, die sich indess ihrer Zähigkeit wegen mit dem Hammer schwer bearbeiten lässt. Er ist nicht arm an Petrefacten. Leider treten diese aber erst in dem zersetzten Gestein hervor und sind alsdann ihrer schlechten Erhaltung wegen, mindestens der Species nach, kaum bestimmbar. In durchgehends sehr

kleinen Individuen wurden als Steinkerne oder Hohldrücke beobachtet: das Kopfschild eines *Phacops*, ein Bruchstück der linken Seite eines Kopfschildes von ? *Proetus*, ein fein quergestreiftes, etwa 6 Millimeter dickes *Orthoceras* (— Kammerweite fast gleich dem halben Röhrendurchmesser —) mit einer Schale, welche sich im Längsschnitt abwechselnd wellenförmig verengt und erweitert, eine *Loxonema* mit zierlicher, schräg gitterförmiger Oberflächen-Sculptur, winzige Tentaculiten, eine *Cardiola* mit höchstens fünf deutlichen, starken Radialrippen ohne alle Querstreifung; eine *Nucula;* eine im Umrisse nahezu halbkreisförmige ? *Orthis* in leider nur der einen, fast ebenen Schale mit geradem Schlossrand und haarfeinen, nach dem Rande dichotomirenden Radialrippchen, endlich zahlreiche, Cypridinen täuschend ähnliche Lamellibranchien-Brut.

Nichts findet sich in allen Schichten des Unteren Oberdevon häufiger, als Tentaculiten. Leider wird ihr schlechter Erhaltungszustand nur bei grösserem Zeitaufwand ihre specifische Bestimmung gestatten.

Die als Cypridinen-Schichten zusammen zu fassende obere Stufe des Oberdevon tritt an der NO.-Seite des Culm in einer noch geringeren, nur wenige Meter betragenden Mächtigkeit auf, als die untere, wogegen sie sich nördlich des Culm-Vorkommens — freilich nicht ohne Unterbrechungen — von der westlichen Blattgrenze her bis zur Grane ausdehnt. Als eine leitende Gesteinszone ist in ihr nur eine Wechsellagerung von auffälligen kirschrothen mit berggrünen, bisweilen ziemlich hell werdenden Thonschiefern aufzufassen, welche in ihren Schichten lagenweise über einander, oft nur sparsam vertheilte, unregelmässig geformte, kleine Kalksteinknauern und nur bei fast vollständigem Zurücktreten der sonst ganz vorwaltenden Thonschiefermasse auch mächtigere Kalksteinaussonderungen von derselben petrographischen Beschaffenheit wie der tiefere, sogenannte »Kramenzelkalk« einschliessen. Ein solches Vorkommen trifft man in einem alten Steinbruche an der Grünen Kappe nördlich vom Langeweth-Gipfel dicht neben dem chaussirten Wege, welcher zuletzt in einer scharfen Umbiegung nach dem Weidenthale hinabgeführt ist. Bisweilen zeigt dieser Kalk-

stein licht rothe, ins Weisse bis hell Grünlichweisse völlig unmerklich übergehende Färbungen. — Dieses förmliche Verschmelzen oder Verschwimmen der Farben in einander von unten nach oben ist auch bei der Wechsellagerung der rothen und grünen Schiefer zu beobachten, so insbesondere unfern nordnordöstlich von der letztgenannten Stelle in einem alten hohlen Waldwege, welcher aus der Mitte der Grotenbergskappe in nordnordöstlicher Richtung ziemlich steil bergan führt. — Hauptsächlich an lichtberggrünen bis lauchgrünen Schiefern dieser Stufe ist bisweilen eine Neigung zu wetzschieferartiger Ausbildung wahrzunehmen. Damit ist alsdann gewöhnlich eine langgriffelförmige Absonderung verbunden sowie stellenweise grosse Petrefacten-Armuth, wie beispielsweise in der nordwestlichen Wegeböschung im Varleythale zwischen beiden Schneisen des Langelieth-Berges. — Ein rascher Wechsel von heller, oft bei beginnender Verwitterung bräunlicher, mit dunkler, bis tief blaugrauer Färbung zeichnet an anderen Stellen die oberen Oberdevonschiefer aus. Anfangs zeigt sich nur eine feine dunkle Bänderung auf dem Querbruche, alsbald nimmt aber der compacte Thonschiefer in dicken Bänken ganz das dunkle Aussehen von gewissen Culm-Thonschiefern an und kann dann nur durch den Nachweis von Cypridinen von diesen unterschieden werden, welche darin in der Regel zahlreich in sehr dünnen, lichter gefärbten, bräunlichen Einlagerungen vorkommen, die erst auf dem Querbruche als Schmitzen deutlicher hervortreten.

Ausnahmsweise nehmen die oberdevonischen Schiefer bei grosser Dickbänkigkeit durch grössere Härte und vollständige Zerklüftung in kurze Parallelepipede durchaus den Habitus ächter Kieselschiefer an, zumal in den tief dunkel gefärbten Lagen; doch bleibt es bei der fast unglaublichen Zerrissenheit des ganzen Gebietes fraglich, ob die bisher beobachteten wenigen Vorkommen dieser Art nicht schon dem Unteren Oberdevon angehören, so u. A. dasjenige westlich der Varley und der beiden höchsten Gipfel des Weth-Berges am Fusse der nordöstlichen Fortsetzung des Unteren Sommerberges.

Cypridinen, welche übrigens nicht in allen Gesteinen dieser oberen Stufe auftreten, finden sich in ihrer südöstlichen Partie

besonders zahlreich in einem meist völlig zu einem ockergelben Mulm zersetzten Knoten- oder Nierenkalk, und zwar am Hühnerthalskopfe dicht im Liegenden des Culm-Kieselschiefers, sowie in grauen bis blauschwarzen compacten, rauhflächigen Thonschiefern unmittelbar unter diesem. Am neuen unteren Forstwege an dem nördlichen Abhange des Schünen-Berges, etwa 50 Schritt südlich des Schünenthal-Baches, konnte in einem ganz ähnlichen Gestein unter diesen winzigen Schalenkrebsen die *Cypridina serrato-striato* SANDB. recht deutlich erkannt werden. In dem nördlichen Theile der Cypridinen-Schichten trat dieselbe Species in einem dunkel grünlichgrauen, dickschiefrigen Thonschiefer in der Grotenbergs-Kappe auf, etwa 180 Schritte ostsüdöstlich vom Weidenthalbache. Von anderen Petrefacten wurde nur noch *Posidonomya venusta* MÜNST. (= *Avicula obrotundata* SANDB.) in hierher gehörigen kalkhaltigen Schiefern an der nordöstlichen Abdachung des kleineren nördlichen Berges der Neuwerker Klosterforst beobachtet.

Hinsichtlich der **Culm-Schichten** ist hier nur Weniges zu erwähnen, obschon dieselben den räumlich grössten Theil des kartirten Gebietes einnehmen. Hervorzuheben dürfte blos sein, dass über den eigentlichen Posidonomyen-Schiefern zunächst eine Wechsellagerung von dickbänkigen Grauwacken mit Thonschiefer-Zwischenlagen folgt, und dass nördlich von dem Lautenthal-Hahnenklee'er Gangzuge Culm-Conglomerate keineswegs gänzlich fehlen[1]), wenn sie auch sehr untergeordnet, vereinzelt und höchstens an der nordöstlichen Abdachung der Langelieth, etwa 150 Schritt westlich des Weidenthals, in einer merklicheren Verbreitung auftreten. Sie sind zusammengesetzt aus rundlichen und eckigen Geröllen von bis fast Haselnussgrösse, und zwar vorherrschend aus Milchquarz, wenig Thonschieferbröckchen und ganz ausnahmsweise einem Kieselschieferstückchen.

L a g e r u n g s v e r h ä l t n i s s e. Da das Culm concordant auf dem Devon liegt, so stehen die Lagerungsverhältnisse beider im innigsten Zusammenhange mit einander. Das erstere bildet im Grossen und Ganzen eine Mulde mit einer dem allgemeinen

---

[1]) Vergl. v. GRODDECK, Abriss der Geognosie des Harzes, 2. Aufl., S. 115, 2.

Schichtenstreichen entsprechenden Hauptausdehnung von SW. nach NO. und von grosser Breite. Diese Culm-Mulde ist in sich wiederum aus Schichtenfalten von kleinerem Querschnitte zusammengesetzt und durch Zerreissungen mannigfaltig verunstaltet. Ihr nordöstliches Ende fehlt. Die Culmgesteine, welche offenbar die heute in der nordöstlichen Muldenfortsetzung allein nur vorhandenen Devonschichten einst überlagerten, wurden, nachdem das Nordostende der Mulde durch eine ganze Reihe von bedeutenden Verwerfungen von ihrer südwestlichen Hauptmasse abgetrennt war, im Laufe der Zeit, und zwar zugleich mit ihrer fortschreitenden Verwitterung, allmählich gänzlich fortgeführt. Der aus vielen Einzelverwürfen mit nicht ganz gleichbleibender Richtung zusammengesetzte Hauptverwurf, welcher jetzt Culm und Devon trennt, erstreckt sich, mehrfach unterbrochen, in seiner durchschnittlichen Richtung von WNW. nach OSO. mindestens von den Altarklippen (Blatt Seesen) bis nach dem Weidenthale unterhalb der Einmündung der sogenannten Steilen Kappe in letzteres und setzt von da — nun durch Culm — wenigstens bis in den oberen Theil des Schünenthalbaches fort, hier den schon auf der General-Gang-Charte des nordwestlichen Oberharzes von E. Borchers verzeichneten »Eisensteins-Gang« bildend. Die Trennung zwischen Culm und Devon in der kurzen letztgenannten Erstreckung erfolgt erst weiter nordöstlich von hier, und zwar durch eine Verwerfung, welche auf der genannten Gang-Karte ebenfalls bereits als ein Gang, obschon ein tauber, nämlich als (Quarz-) »Gang an der Langen Weth« angegeben ist. — Annähernd parallel zu diesen bedeutenden spiesseckig-querschlägigen Verwerfungen auf der Grenze von Culm und Devon treten noch innerhalb des Culmgebietes wiederholt Schichtenstörungen auf, die sich bei näherer Untersuchung sehr wohl als erzführend, also als »Gänge«, erweisen könnten und von denen die eine, welche den Langeliether Graben zwischen dem Langeliether und auf der Karte als Hahnenklee'er verzeichneten Berge durchsetzt, durch eine grell ockergelbe Färbung des stagnirenden Grabenwassers förmlich auf den »eisernen Hut« eines Ganges hindeutet. — Aber auch streichende Verwerfungen kommen ausser den genannten, mehr querschlägigen vor. Nur einer

solchen ist es zuzuschreiben, dass im Varleythale am unteren Ende der nordöstlicheren der beiden Schneisen von der Langelieth herab, unmittelbar auf Culm-Grauwacke am linken Gehänge, an dem rechten in querschlägiger Richtung oberdevonische Schiefer folgen, so dass sich an dieser Stelle die Posidonomyen- und Kieselschiefer des Culm an der linken Thalseite in der Tiefe befinden müssen. Auch im Granethale dürfte zwischen dem Grossen Hühner- und Hüttenthale eine streichende Verwerfung entlang gehen. Während nämlich nordwestlich von diesem Theile desselben die Culm-Schichten (Posidonomyen-Schiefer, Kieselschiefer) sowie die an die letzteren fast angrenzenden Bänke der Kramenzelkalkstein-Klippen insgesammt nordwestlich einfallen, zeigt die Calceola-schichten-Zone an der SO.-Seite des Granethales und ebenso der alsdann folgende Spiriferen-Sandstein plötzlich ein südöstliches Fallen.

Mittheilung des Herrn von Koenen über Untersuchungen in dem Gebiete westlich des Harzes.

Auf den Messtischblättern Gandersheim, Westerhof, Nörten, Lindau, Göttingen, Waake, Reinhausen, Gelliehausen, Jühnde und deren Umgebung ist zunächst die Lage und das Verhalten der wesentlichsten Dislocationen und Spalten untersucht worden, um vor Beginn der Specialkartirung einen genaueren Einblick in den geologischen Bau der Gegend westlich und südwestlich vom Harz zu gewinnen. Die Resultate sind zum Theil in einem Aufsatze in den Abhandlungen des Jahrbuches mitbenutzt worden.

Auf den meisten Blättern wurden hierbei nur kleinere, nicht zusammenhängende Theile kartirt, nur von Blatt Göttingen und Blatt Gandersheim wurden grössere Flächen fertiggestellt, und zwar von Blatt Gandersheim etwa die Hälfte.

Das Gebiet dieses Blattes wird in der Mitte von einer breiten, mit Tertiärgebirge und Diluvium erfüllten, nach Westnordwesten laufenden Sattelspalte Ildehausen - Gandersheim durchschnitten, welche durch schmale Spalten über Ildehausen fort und das Thal des Rodenberger Baches mit einer complicirten, vom Törenberg

(südlich von Kirchberg) nach Süden, parallel mit dem Harzrande, verlaufenden Versenkung zusammenhängt, in welcher die verschiedenen Etagen des Muschelkalkes und Keupers und selbst Tertiärgebirge bis über 400 Meter tiefer liegen, als sie gleich westlich davon über dem Buntsandstein liegen würden.

Am Törenberge biegt sich diese Versenkung um ca. 90 Grad nach Osten um.

Bei Ildehausen, wo die Sattelspalte aufhört, wird sie von einem südnördlichen Spaltenzuge, Düderode-Engelade, gekreuzt, durch welchen der Buntsandstein nach Westen abgeschnitten wird. Nach Westen divergirende Ausläufer dieses Spaltenzuges laufen aber auch über Dannhausen nach dem »Heber«. Da, wo alle diese Dislocationen sich treffen, zwischen Ildehausen, Dannhausen und Harriehausen, ist einerseits ein ausgedehntes Thalbecken eingesunken, andererseits liegen südlich bis östlich von Dannhausen bunt durcheinander, mit ganz verschiedenem Streichen und Einfallen, Fetzen der verschiedenen Etagen des Lias und oberen Jura, des Muschelkalkes, Keuper, und Tertiärgebirge.

Der nördliche Flügel der Sattelspalte, dessen unterstes, sichtbares Glied bei Dannhausen der mittlere Muschelkalk ist, erhebt sich nach Gandersheim immer mehr und fällt stärker nach Nordwesten ein, so dass hinter Gandersheim zu unterst der ganze mittlere und vielleicht auch noch unterer Buntsandstein sichtbar wird. Umgekehrt verhält sich der südliche Flügel, auf welchem als ältestes Glied südöstlich Harriehausen mächtiger Buntsandstein mit stärkerem Einfallen, bei Gandersheim nur noch etwas Röth mit schwächerem Einfallen auftritt.

Nördlich von der Sattelspalte liegt, von Keuper und Lehm erfüllt, das Muldenbecken Ackenhausen-Dankelsheim.

Bei Gandersheim wird die Sattelspalte von den Ausläufern eines Spaltenzuges gekreuzt, der nach Süden über Sebexen-Calefeld bis Nordheim etc. zu verfolgen ist.

Zwischen dieser Bruchlinie und der von Düderode-Ildehausen ist die grosse, bekannte Jura- und Lias-Masse des Kahleberges eingesunken, nördlich begrenzt durch eine Verwerfung Sebexen-

Wiershausen, an welcher oberster Jura neben Gypskeuper liegt, während an der südlichen Grenze des Blattes östlich von Calefeld, vermuthlich dem Keuper aufgelagert, der Lias in grösserer Ausdehnung zu Tage tritt, in welchem die Eisensteine mit *Ammonites brevispina* zeitweilig ausgebeutet wurden.

Eine grössere Zahl streichender oder quer resp. schräg gegen das Streichen laufender Verwerfungen gesellt sich zu den erwähnten Haupt-Störungen. Da aber fast alle niedrigeren Rücken und flacher geneigten Abhänge bis weit hinauf mit Lehm bedeckt sind, so lässt sich der genaue Verlauf der Spalten oft nicht feststellen.

Unter dem sehr sandigen Lehme liegt vielfach Fluss-Schotter einheimischer Gesteine; dieser enthält in der Kiesgrube nahe der Mühle am Ostende von Gandersheim Einlagerungen von Sand mit »Löss-Schnecken«, besonders *Helix*, leider in mehr als zerbrechlichem Zustande.

Stellenweise von Fluss-Schotter, sonst von Lehm bedeckt, liegt sehr verbreitet in einer Meereshöhe von ca. 160—185 Meter in dem Thale Bilderlahn-Ildehausen-Schachtenbeck und nahe den »drei Linden« südwestlich Gandersheim Glacial-Schotter und Sand mit transversaler Schichtung. Nordischer Granit, Gneiss, Glimmerschiefer etc. treten darin natürlich gegen Gesteine des Harzes und des nördlichen Harzrandes einigermaassen zurück.

Nördlich von Kirchbach ist endlich, von Lehm anscheinend mantelförmig umlagert, auch Geschiebethon (Sandmergel, Blocklehm, Grundmoräne) in einer Meereshöhe von 200 Meter vorhanden.

Da auf diesem Blatte mindestens 25 verschiedene Horizonte unterschieden werden müssen, so wird es, selbst abgesehen von den vielen Störungen, eins der bunteren werden.

Mittheilung des Herrn H. Loretz über die Aufnahmen im Bereich der Sectionen Masserberg, Breitenbach, Gräfenthal und Coburg.

Von den genannten Sectionen enthalten die drei ersteren altes Schiefergebirge und Masserberg ausserdem Rothliegendes mit Porphyren, während bei Coburg besonders Stufen des mittleren Keupers zur Darstellung zu bringen sind.

Vom Schiefergebirge des aufgenommenen Gebietes sind die ältesten Schichten in der Gegend von Ernstthal, Unterneubrunn, Giessübel und Heubach auf Section Masserberg verbreitet. Es sind phyllitisch glänzende Schiefer, in der Hauptsache aus Phyllit und Quarz bestehend und meist als »Quarzphyllit« mit den bekannten engen Windungen und Fältelungen ausgebildet. Will man diese Schiefer nicht einer besonderen »Phyllitformation« (wie in Sachsen) zutheilen, so wird man sie als ältesten Theil des Cambriums aufzufassen haben, mit dessen jüngeren, bereits organische Spuren aufweisenden, aus Thonschiefer und Quarzit gebildeten Theilen sie allerdings durch unmerkliche Uebergänge verbunden sind. Als schmale, häufig sich wiederholende Zwischenschichten finden wir in den phyllitischen Schiefern der genannten Gegend schwarze, mit Kohlenstoff bezw. graphitischen Theilchen imprägnirte Schiefer, welche entweder quarzreich und sehr hart sind, so dass sie eine Art Kieselschiefer darstellen, oder aber sich weich und abfärbend verhalten und leicht verwittern; beide Varietäten können als Abarten der gewöhnlichen phyllitischen Schiefer aufgefasst werden. Derartige graphitische Zwischenschichten wiederholen sich auch noch, wenn auch weniger häufig, in den nach unserer Auffassung nächst jüngeren, weniger phyllitischen Schiefern östlich und südöstlich von Masserberg. Von sonstigen Einlagerungen finden sich in den phyllitischen Schiefern jener Gegend in beschränktem Maass Amphibolite, reichlicher Porphyroide; letztere wurden besonders auf der östlichen Seite des Rennsteigs, nördlich bis nordöstlich von Masserberg beobachtet, wo sie sich meist als dichte, felsitische, einzelne Feldspathkrystalle führende und mit phyllitischen Flasern verwachsene schiefrige Gesteine verhalten.

Einem jüngeren Theil des cambrisch-phyllitischen Schiefersystems angehörig ist dasjenige Gebiet, welches weiter nordöstlich, auf Section Breitenbach zwischen Schwarzathal und Oberweissbach aufgenommen wurde. Die hier entwickelten Schiefer gehen aufwärts schon in die obersten cambrischen Thonschiefer, die sogenannten Phycodenschiefer über, während nach der anderen Seite mehr phyllitischer Glanz sich einstellt und jene eigenthümlichen Schiefer sich entwickeln, welche durch halb phyllitisches,

halb klastisches Aussehen (»phyllitische Grauwackenschiefer«) eine Zwischenstellung zwischen den höheren cambrischen Thonschiefern und den tieferen Phylliten einnehmen. Einlagerungen von porphyroidischen und noch mehr von amphibolitischen und granitischen Gesteinen erlangen in diesem Gebiet besondere Bedeutung. Die festeren, dioritähnlichen Theile der amphibolitischen Einlagerungen bilden am Viehberg, am Birkicht, Sachsenstein und besonders an der Kehre bei Mellenbach Felsriffe und ausgedehnte Blockanhäufungen. Granit- und gneissartiges Gestein findet sich in ansehnlichen Einlagerungen, die sich vom Ausgang des Laubthals (im Schwarzathal) nach Meuselbach und Mellenbach ziehen; an einigen Stellen werden die hierher gehörigen Gesteine gewissen Porphyroiden höchst ähnlich. Im Uebrigen sind Porphyroide hier weniger verbreitet.

Die auf Section Gräfenthal in beträchtlicher Verbreitung vorhandenen cambrischen Schichten gehören ausschliesslich den oberen und obersten, nicht selten Phycoden enthaltenden, hierher gehörigen Thonschiefern und damit verbundenen Quarziten an. Auf das Cambrium folgen in dieser Gegend die jüngeren paläozoischen Systeme bis zum unteren Culm einschliesslich. Schwierigkeit bereitet hier in vielen Strecken die Abgrenzung des Cambriums vom Untersilur, indem in dieser Zone sehr gewöhnlich quarzitische Schichten entwickelt sind, welche sich einerseits von den älteren, dem Cambrium eingelagerten Quarziten, andererseits von den jüngeren, mit oolithischem Eisenstein zusammen vorkommenden Untersilurquarziten kaum unterscheiden. Zum Anhalt kann dann nur einerseits das Vorkommen von Phycoden, welches für Cambrium entscheidet, andererseits das Erscheinen sehr dunkler Thonschiefer und oolithischer Eisensteinschichten dienen, welche für Untersilur bezeichnend sind. Letztere, die oolithischen, dem Chamosit nächst verwandten Roth- und Brauneisensteine bilden in mindestens zwei Horizonten Zwischenlager, haben vielfach zu Bergbau Anlass gegeben und sind besonders bei Schmiedefeld und Reichmannsdorf stark entwickelt. Bemerkenswerth ist der Fund verschiedener, in Quarzmasse übergegangener organischer Reste, namentlich einer Echinosphäritesform, im Untersilurschiefer der Gegend von Hohen-

eiche und Kleingeschwenda, worüber vorliegender Band eine besondere Mittheilung enthält. — Ueber die höheren Theile des Silurs, sowie die aufwärts folgenden Systeme der Gräfenthaler Gegend haben wir an dieser Stelle nichts zu bemerken; der sehr gestörten Lagerungsverhältnisse, sowie der Eruptivgesteine dieser Gegend ist bei früherer Gelegenheit bereits gedacht worden; nur die Bemerkung sei hier noch eingefügt, dass die Ansicht LIEBE's von der oftmals übergreifenden Auflagerung des Unterdevons auf die nächst älteren Stufen an manchen Stellen der Gegend von Gräfenthal sich den natürlichen Verhältnissen besser anzupassen scheint und weniger zu gezwungenen Constructionen führt als die Annahme von Verwerfungen.

Das Rothliegende, welches mit den ihm angehörigen Porphyrgesteinen auf Section Masserberg eine ansehnliche Verbreitung besitzt, gelangte besonders im südöstlichen Theile dieser Section zur näheren Untersuchung, wo es dem Schiefergebirge unregelmässig deckenförmig aufliegt. Zunächst auf den Schieferköpfen liegt hier, östlich längs dem Rennsteig, ein aus Schiefertrümmern und Quarz gebildetes Conglomerat, bezw. Breccie, welchen aufwärts feiner gemischte, sandige Sedimente und rothe Schieferletten, dazwischen aber auch wieder Conglomerate, folgen; bald mischen sich diesen Sedimenten auch schon porphyrische Bestandtheile bei, es folgen deutlich tuffige Schichten und Thonsteine; auf diesen ein vorwiegend aus Porphyrmaterial gebildetes, für ein Eruptivconglomerat gehaltenes Trümmergestein, welchem aufwärts bis zum Rennsteig wieder ein sedimentäres Conglomerat folgt, dessen grobe Trümmer mehr dem Schiefergebirge als den Porphyren entnommen sind. Westwärts vom Rennsteig, nach Heubach und Fehrenbach hinab, wird die ganze angegebene Schichtenfolge durch ein derartiges, ganz vorwiegend aus Schiefergebirgsgesteinen gebildetes Conglomerat ersetzt, welches zunächst dem Grundgebirge in eine mächtig entwickelte Breccie aus scharfeckigen Schiefertrümmern übergeht.

Weiter nördlich, in der Gegend von Giessübel, treten mächtige Massen eruptiver Porphyrgesteine auf, deren Stellung im Rothliegenden eine derartige zu sein scheint, dass sie, beziehungsweise

die Enden ihrer Ergüsse, deckenartig zwischen die oben angegebene Folge von Sedimenten eingreifen können; womit denn auch das erwähnte Eruptivconglomerat (Porphyrconglomerat) und ein grösseres Vorkommen eruptiven Porphyrs (Glimmerporphyrit) zwischen den Sedimenten bei Masserberg in Verbindung zu bringen sein dürfte. In den eruptiven Porphyrgesteinen lassen sich petrographisch verschiedene Typen, namentlich Glimmerporphyrit und Orthoklasporphyr erkennen, während eine noch zu untersuchende dunkle Art vielleicht einen dritten Typus (? Melaphyr) abgiebt; ausserordentlich schwer aber ist es, diese, sichtlich durch Uebergänge verbundenen Typen von einander abzugrenzen, sowie auch das Altersverhältniss derselben zu erkennen.

Orthoklasporphyr und Glimmerporphyrit, der Epoche des Rothliegenden angehörend, sind auch in den das Schiefergebirge der Gegend von Unterneubrunn, Giessübel, Heubach etc. durchsetzenden Eruptivgesteinsgängen vertreten; während ein drittes Gestein dieser Gänge, der Kersantit, in den zum Rothliegenden gehörigen Bildungen sich nicht wiederfindet. Sehr bemerkenswerth ist das gemeinschaftliche Auftreten zweier dieser Eruptivgesteine, des Glimmerporphyrits und des Kersantits, in derselben Gangspalte, wie es bei Unterneubrunn an verschiedenen Stellen deutlich nachzuweisen war; in den beiden an der Landstrasse zwischen Ober- und Unterneubrunn aufgeschlossenen Gängen nimmt das erstere Gestein die Mitte ein, das letztere die Seiten, zunächst an den Salbändern. — Es scheint sogar, dass alle drei genannten Gesteine in derselben Gangspalte aufsetzen können.

Für den mittleren Keuper bei Coburg (Section Coburg), der in seiner Entwicklung seine Zugehörigkeit zur fränkischen Trias erkennen lässt, hat sich nach vorhergehendem Studium dieser Schichtenreihe die im Folgenden aufgeführte Gliederung von unten nach oben als den natürlichen Verhältnissen entsprechend, und bei den ungestörten Lagerungsverhältnissen dieser Gegend in dem Maassstab der Aufnahmekarten gut durchführbar ergeben; es ist dieselbe Gliederung, welche bereits von Gümbel eingeführt und auf dem Atlas zum dritten Band der geognostischen Beschreibung des Königreichs Bayern zum Ausdruck gebracht worden ist, nur

dass die hier aufgezählten Stufen im Einzelnen etwas weiter oder enger gefasst sein mögen.

1) Bunte Mergel mit Gyps und einzelnen Steinmergelbänkchen, entsprechend dem fränkischen »unteren Gypskeuper«; besonders ausgedrückt können in dieser Stufe beim Maassstab 1:25000 noch werden: ein Steinmergelbänkchen mit Bleiglanz; ein zweites mit undeutlichen Bivalven und Fischzähnen; eine an dünnen Thonquarzitplatten, welche zahlreiche Bivalvenabdrücke (? *Corbula keuperina*) enthalten, reiche Zone, und gegen die obere Grenze Lagen mit Estherien.

2) Feinkörniger Sandstein, hier und da als Baustein benutzbar, der fränkische »Schilfsandstein«.

3) Rothe Mergel, entsprechend dem fränkischen »oberen Gypskeuper«, hier indess kaum Gyps führend, an der oberen Grenze die »Lehrbergschicht« mit *Turbonilla Theodorii.*

4) Bunte Mergel und sandige Lagen mit einzelnen Sandsteinbänken, welche sich weiterhin stärker entwickeln können und dann dem fränkischen »Blasen- und Plattensandstein« entsprechen.

5) Coburger Bausandstein oder Semionotus-Sandstein (*Semionotus Bergeri*).

6) Bunte Mergel und sandige Lagen, welche hier und da zu stärkeren Bänken werden; stellenweise schieben sich Gypsmergel ein.

7) Stufe der Arkose: Arkosesandstein, meist grobkörnig und kalkhaltig; kann in Kalkstein übergehen, wenn das kalkige Bindemittel des Arkosesandsteins rein für sich hervortritt; dazwischen rothe Mergel und Steinmergel.

8) Grobkörniger, lockerer, leicht zerfallender Sandstein, bezw. Arkosesandstein, der »Stubensandstein« Frankens.

9) Oberste rothe Mergel oder Letten, welche vom oberen Keuper (Rhät) bedeckt werden.

Mittheilung des Herrn PROESCHOLDT über Untersuchungen in Süd-Thüringen.

Es wurde zunächst das Buntsandsteingebiet im nördlichen Theile der Section Themar revidirt. Innerhalb desselben konnten Bruchlinien mit dem charakteristischen thüringischen Streichen in

Stunde 9—10 ermittelt werden, an denen die gleichalterigen Sedimente in Terrassen zu dem Thüringer Wald hinaufsteigen, wie das auch anderwärts beobachtet wurde.

Dann wurde eine Ueberarbeitung des Keupers auf Section Rentwertshausen vorgenommen und in Anschluss hieran ein Theil der Section Römhild, namentlich der Grosse Gleichberg und dessen Umgebung kartirt. Die Aufnahme beider Sectionen besitzt insofern einiges allgemeines Interesse, als auf denselben die letzten Ausläufer der grossen fränkischen Keuperablagerung in der Richtung nach Thüringen zu Tage treten und zwar in vollständiger Entwickelung, so dass hier das beste Material zur Vergleichung gewonnen werden kann. Es wurde nachgewiesen, dass die den fränkischen Keuper auszeichnenden Sandsteinlagen sich zum grossen Theil bereits bei Römhild auskeilen oder durch Aufnahme von Kalk allmählich in Steinmergelbänke übergehen. Bezüglich der weiteren Details wie auch der Basalte in der Umgebung des Grossen Gleichberges wird auf die im Jahrbuch enthaltenen Mittheilungen verwiesen.

In der übrigen Zeit wurde die Kartirung der weimarischen Enclave Ostheim an der Abdachung der südöstlichen Rhön in Angriff genommen. An der Zusammensetzung des Gebietes nehmen ausser Buntsandstein und Muschelkalk auch unterer und oberer Keuper Antheil, ferner Braunkohlenablagerungen, Basalte in Kuppen und Decken und in den Thälern mächtig entwickelte Diluvialmassen. Die Lagerungsverhältnisse der Triasschichten sind sehr eigenthümlicher und verwickelter Art. Drei Systeme von Spalten und Versenkungen von offenbar verschiedenem Alter durchsetzen das Gebiet. Am deutlichsten landschaftlich ausgeprägt sind eine Anzahl paralleler Spalten, die in der Richtung des Thüringer Waldes, also in nordwestlich-südöstlicher, verlaufen. Das zweite Spaltensystem streicht nordsüdlich, das dritte nordöstlich-südwestlich. Die beiden letzten durchsetzen sich gegenseitig, das andere dagegen springt an ihnen, so weit bis jetzt Beobachtungen vorliegen, ab. Das Auftreten dieser drei Spaltensysteme bedingt eine vollständige Zerstückelung des Gebirges, die fast unentwirrbar wird, wo dieselben zusammenstossen. Die Graben-

bildungen, die den Rand des Thüringer Waldes in so charakteristischer Weise begleiten und über denselben hinaus nach Hessen sich fortsetzen, sind auf dem Gebiet nicht so deutlich erkennbar, aber verwandte Erscheinungen kann man auch hier herausfinden. So liegt die Stadt Ostheim auf einer weiten Versenkung, die von zwei sich lang hinziehenden, nordwestlich-südöstlich verlaufenden Verwerfungsspalten eingefasst ist. Zwischen hoch aufragenden Buntsandsteinbergen sind mittlere Triasschichten eingebettet. Die eingesunkene Gebirgsmasse scheint nun, bevor sie an den erwähnten Spalten herunterglitt, bereits durch eine Anzahl von nordöstlich-südwestlich streichenden Brüchen zerrissen gewesen zu sein. Diese abgesunkene Partie wird in Ost und West von den nord-südlichen Spalten scheinbar abgeschnitten, in Wirklichkeit aber durch diese nach S. und N. verschoben, so dass ein eigenartiger, bajonettförmiger Verlauf hervorgerufen wird. Ganz ähnliche Erscheinungen wurden bekanntlich auch am Feldstein auf der Section Themar beobachtet. Weiter nach W. und SW., nach der langen Rhön hin, wurde bisher Aehnliches nicht constatirt.

Mit diesem derart verwickelten Gebirgsbau stehen gewisse Oberflächenerscheinungen sowie bemerkenswerthe hydrographische Verhältnisse im engsten ursächlichen Zusammenhang. Die Thäler sind fast insgesammt Spaltenthäler und laufen vorwiegend in nordwestlich-südöstlicher Richtung, eine Anzahl von Abflüssen aus den Mooren auf den Plateau's der langen Rhön verlieren sich plötzlich während des grössten Theils des Jahres offenbar in Spalten und vermögen nur bei Hochwasser einen Theil ihres Wassers der Streu und damit der fränkischen Saale zuzuführen, während an anderen Orten aus durchaus wasserdurchlässigen Schichten, Wellenkalk, Schaumkalk, heraus ungewöhnlich starke Quellen hervorspringen, die der Volksglaube gern in Zusammenhang mit dem eben erwähnten plötzlichen Verschwinden mancher Bäche in Verbindung bringt. Auch manche Weiher (Frickenhäuser See), denen ein sichtbarer Zufluss fehlt, verdanken wohl sicherlich ihre Existenz den Druckwirkungen, die die südliche Rhön durchkreuzt und die Gebirgsmassen zu Schollen zusammengebrochen haben.

Ueber die Basalte ist am anderen Ort berichtet worden. Ueber die Beziehungen derselben zu den Tertiärablagerungen sind mancherlei Beobachtungen gesammelt worden, die indess erst dann zu allgemeinen Resultaten führen, wenn die Specialuntersuchungen von anderen Theilen der hohen Rhön vorliegen.

Mittheilung des Herrn E. DATHE über Aufnahmen in der Gegend von Silberberg.

Der östlichste Theil der Section Neurode und der westlichste des Blattes Frankenstein gehören dieser Gegend an. Es haben dort folgende Formationen oder deren Abtheilungen ihre Entwickelung gefunden: 1) die Gneissformation, 2) das Silur, 3) das Oberdevon, 4) das Carbon, a. Untercarbon (Culm), b. Obercarbon. 5) das Rothliegende, 6) das Diluvium und 7) das Alluvium.

Die Gneissformation dieser Gegend zählt der oberen Abtheilung der Formation zu (vergl. den vorjährigen Bericht) und gehört demnach der Abtheilung der zweiglimmerigen Gneisse an. Die in der Gegend von Hausdorf durchgeführte Gliederung dieser Gneissabart hat sich auch in der Umgebung von Silberberg ungezwungen ausführen lassen. Von West nach Ost konnten somit folgende Gneisszonen unterschieden werden: a. schiefrige Gneisse, b. knotigflaserige (Augen-) Gneisse und c. flaserige Gneisse mit Einlagerungen von Amphiboliten und Serpentinen. — Die schieferigen Gneisse, zum Theil auch reich an Fibrolith, sind am Lager-, Johns- und Pressberg entwickelt; an letzterem Orte enthalten sie dünne Einlagerungen von Glimmerschiefer.

Die so charakteristischen Augengneisse besitzen eine überaus schöne Ausbildung; sie sind auf dem Gipfel der Hahnenkuppe, an Felsen an deren westlichstem Abhange, an der grossen Strohhaube beobachtet und verfolgt worden. Grobflaserige Gneissschichten wechsellagern mit denselben; eine Abtrennung der ersteren von den letzteren wurde hier nicht durchgeführt. — Die weiter östlich folgenden flaserigen Gneisse führen reichliche Mengen von Fibrolith (Hahnenkuppe und Hahnenvorwerk); sie sind ihrer Struktur nach schwachflaserige Gesteine; doch fehlen grobflaserige Gneisslagen namentlich in der Nachbarschaft der Augengneisse

nicht gänzlich. — Die Amphibolite erscheinen in dieser Zone in grösserer Zahl, aber meist in kleinen und wenig starken Lagern; nach ihrem Mineralbestande sind es feldspathige Amphibolite, welche meist arm an Granat sind.

Die Lagerungsverhältnisse des betreffenden Gneissgebietes sind insofern als gestörte zu betrachten, als die schiefrigen Gneisse scheinbar das Liegende der Augengneisse und flaserigen Gneisse bilden; sie fallen statt nach W. bezw. SW. nach O. resp. nach NO. ein. Die weitere Untersuchung auf der Ostseite des Gebirges wird lehren, ob diese anormale Lagerung blos eine Folge von grossartiger Faltung ist oder ob sich an dieser Ueberkippung sehr bedeutende Verwerfungen betheiligen.

Die Frage über die Stellung der zweiglimmerigen Gneisse im Eulengebirge zu klären, wurde eine Exkursion in das Erlitz- und Mensegebirge unternommen und die Gneiss- und Glimmerschieferformation daselbst studirt. Die Ergebnisse dieser Studienreise mögen hier eingeschaltet werden.

Es wurden die Gneisspartieen bei Voigtsdorf, bei Kaiserswalde und bei Reinerz besucht; die wichtigsten Resultate lieferte die Umgebung von Kaiserswalde und der böhmische Kamm.

Die Gneisspartie zwischen dem Klessengrunde und dem Erlitzthale, in welch' letzterem Kaiserswalde liegt, besteht aus zweiglimmerigen Gneissen; ihre Struktur ist eine grobflaserige und zugleich enthalten sie hasel- bis wallnussgrosse Einsprenglinge von Orthoklas in reichlicher Menge; sie sind demnach typische Augengneisse. Die Lagerung dieser 6 Kilometer breiten Gneisspartie ist fast eine schwebende; die Gneissschichten fallen im Allgemeinen 10—15^0 gegen W. ein; die grosse horizontale Verbreitung derselben lässt sogar auf eine kuppelförmige Lagerung schliessen. Westlich der Erlitz folgt ein schmaler Streifen von Pläner der Kreideformation, wodurch die Verbindung zwischen Gneiss und Glimmerschiefer, welch' letzterer den Ostabfall des böhmischen Kammes zusammensetzt, unterbrochen wird. Ueber die Beschaffenheit des überdeckten Gneisses erhält man durch ein Profil, das von N. nach S. von Kaiserswalde über Friedrichsgrund nach Langebrück gelegt wird, Aufschluss. Dasselbe lehrt,

dass der Augengneiss allmählich in flaserigen, oft stengeligen und schliesslich in schieferigen zweiglimmerigen Gneiss übergeht, und ferner, dass letztere Gneissvarietät bei Langebrück von Glimmerschiefern überlagert wird.

Die Glimmerschiefer- und die Urthonschieferformation, welche durch ein Profil von Friedrichswalde bis Padol erschlossen wurden, folgen in gleichförmiger Lagerung auf die vorher beschriebene Gneissformation. Die liegendsten Schichten der Glimmerschieferformation werden aufgebaut von Quarzitschiefern, quarzigen Glimmerschiefern, Graphitschiefern und Graphitglimmerschiefern, letztere führen Granaten. Auf der Höhe des Kammes, dem Letzenberge, stehen grobflaserige Glimmerschiefer, deren bis haselnussgrosse Quarzkörner die Beschaffenheit des Milchquarzes besitzen und deren seidenglänzende Glimmerhäute aus Schuppen von Muscovit und Blättchen von Eisenglanz zusammengesetzt werden, an. Hier stellen sich Gneisslagen von flaseriger Struktur und mit Milchquarz und röthlichem Feldspath neben Muscovit und Eisenglimmer ausgestattet, ein. Am Westabhang des erwähnten Berges vermehren sich die Gneisseinlagerungen im Glimmerschiefer allmählich und überwiegen den letzteren zwischen Anna-Hütte und Rassdorf; demselben sind oft reichlich Granaten eingesprengt. Zwischen Rassdorf und Padol ist Gneiss herrschend; dann folgt eine Zone von Glimmerschiefern, die westlich des letzteren Ortes allmählich in Urthonschiefer übergehen. Die Vertreter des letzteren sind Hornblendeschiefer, die sich nach S. verbreitern und in dieser Richtung weit ausdehnen.

Die Gneisspartie von Reinerz unterteuft die dortige Glimmerschieferformation; sie wird gleichfalls von zweiglimmerigen Gneissen aufgebaut. Die hangendsten Gneissschichten sind schieferig; weiter in's Liegende ist der Gneiss dagegen gestreckt-flaserig und nimmt derselbe auch einzelne Feldspathaugen auf. Die Glimmerschieferformation ist der des böhmischen Kammes ähnlich zusammengesetzt. Bei quarzitischem Habitus enthält sie Einlagerungen von Hornblendeschiefern und Graphitschiefern. Mehrere Verwerfungen durchsetzen diese Formation in der Nähe (südlich) des Reinerzer Bades in nordwest-

licher Richtung. Gleichen Verlauf zeigen alle gefassten Quellen dieses Bades und dürften dieselben einer oder mehreren gleich verlaufenden Spalten daselbst entspringen.

Die Gneisspartie bei Voigtsdorf, westlich von Habelschwerdt, besteht theils aus schieferigen Gneissen, in welchen sich in höherem Niveau eine mächtige Zone von Augengneissen einstellt, die von einer schmalen Zone von schieferigen Gneissen überlagert werden; darauf folgt die Glimmerschieferformation. Alle Gneisse zählen zur Gruppe der zweiglimmerigen Gneisse.

Aus den Beobachtungen dieser Exkursion geht hervor, dass unter der Glimmerschieferformation stets zweiglimmerige Gneisse lagern, die als schieferige, flaserige und Augengneisse ausgebildet sind. Daraus folgt, dass die Gliederung der Gneissformation im Eulengebirge in eine untere Abtheilung (die Biotitgneisse) und in eine obere (die zweiglimmerigen Gneisse) festzuhalten ist.

Zu den unzweifelhaft silurischen Ablagerungen bei Silberberg zählen die längst bekannten Kiesel- und Alaunschiefer von Herzogswalde und Wiltsch. Nach den gesammelten Graptolithen (*Monograptus priodon* Bronn, *Monogr. vomerinus* Nich., *Cyrtograptus Murchisoni* Carr. und *Retiolites Geinitzianus* Barr.) sind diese Schichten als die mittlere Stufe des Obersilurs aufzufassen.

Ueber die Herzogswalder Silurschichten folgen röthliche Schiefer mit eingelagerten graugrünlichen Quarziten. Auf den letzteren, welche meist gewunden und dachziegelförmig gestaltet sind, wurden wurmförmige und rundliche, erbsengrosse Gebilde beobachtet, von welchen die ersteren Körper sich mit den Nereïten vergleichen lassen. — Wegen der Beschaffenheit der Quarzite und dieser fraglichen organischen Spuren wurde der Schichtencomplex vorläufig zum Unterdevon gestellt; näheren Aufschluss über seine Stellung im System wird jedoch erst die Gegend von Wiltsch liefern, wo die gleichen Schichten angetroffen worden sind.

In das Aufnahmegebiet fiel auch der Kalkberg von Ebersdorf mit den daselbst in Abbau begriffenen oberdevonischen Kalksteinen; bezüglich deren Lagerung werden die gewonnenen

neuen Ansichten gelegentlich der nachfolgenden Betrachtung des Culms hervorgehoben werden.

Die unterste Abtheilung des carbonischen Systems, der Culm, hat im untersuchten Gebiete die weiteste Verbreitung gefunden und sind folgende Glieder in demselben unterschieden worden: a. Gneissbreccien und -Conglomerate, b. Gabbro-Conglomerate, c. Kohlenkalkstein, d. Thonschiefer mit Grauwacken (Sandsteine und Conglomerate) und e. Kieselschiefer. — Als liegendste Stufe des Culms haben sich in der Gegend Breccien und Conglomerate von Gneiss und arkoseartige Sandsteine erwiesen. Ihre Verbreitung ist auf die Gegend Silberberg-Volpersdorf einerseits im O. und andererseits auf den Kalkberg bei Ebersdorf im W. beschränkt und hängt das zweimalige Hervortreten mit der deutlichen Muldenbildung des Culms in diesem Striche zusammen. Auf dem Stellberge, dem Lagerberge und Pressberge sind die Gneissbreccien, hier riffartig hervorragend, besonders schön ausgebildet. Durch Aufnahme von abgerollten Gneissfragmenten gehen sie allmählich in Gneissconglomerate über, welche Kalkknauern mit Thierresten bergen und die Kohlenkalksteine unterteufen.

Die Gabbro-Conglomerate sind im unteren Niveau des Culms nicht selten, sie halten sich aber nicht an einen bestimmten Horizont; sie finden sich bald auf der Grenze zwischen Devon und Culm (Kalkbruch Ebersdorf), bald in der Gneissbreccie (Stellberg), bald auf der Grenze zwischen Kohlenkalkstein und Thonschiefer (Ostseite des Kalkberges), bald endlich in letzterem selbst (Südseite des Kalkberges bei Ebersdorf).

Die Grauwacken und Thonschiefer sind jünger als die Gneissbreccien und Kohlenkalksteine; sie sind durch vielfache Wechsellagerung eng mit einander verbunden und bilden eine besondere und zwar hier im Gebiete die hangendste Stufe des Culm. Die Thonschiefer führen zahlreich kleine, aber meist unbestimmbare Pflanzenreste. Nach der Korngrösse lassen sich die Grauwacken, je nachdem das klastische Material fein- und ziemlich gleichkörnig oder grob- und ungleichkörnig ist, in zwei Gruppen trennen; jene sind als Sandsteine oder Grauwacken-Sandsteine,

diese als Conglomerate zu bezeichnen. — Sandsteine und Conglomerate wechsellagern in der Regel, wo letztere auch auftreten, mit einander. Die Conglomerat-Sandsteine gehören nach den bisherigen Beobachtungen den höchsten vorhandenen Schichten im Culm in der Regel an.

Das Vorhandensein von Kieselschiefern im Culm wurde nachgewiesen, und zwar an folgenden sechs Punkten: Im Magnis'schen Forst östlich der Neudorfer Kirche an zwei Punkten; ein Lager südöstlich derselben bei den Abbauen zu Neudorf; ein Lager am östlichen Abhange des Waldberges; ein Lager am westlichen Abhange des Königsberges und im Kalkbruch an der Nordseite des Ebersdorfer Kalkberges. An letzterem Punkte ist Kieselschiefer in faustgrossen Linsen und in dünnen, kaum 1 Dec. starken Schichten dem Kalkstein eingelagert; er ist theils von hornsteinartiger Beschaffenheit, theils ist er ächter Lydit. Die bis jetzt bekannten anderen Vorkommnisse liegen im Thonschiefer; beide Abänderungen, nämlich die lichtgrünlichen bis graugrünlichen und die schwarzen sind in diesem Vorkommen entwickelt; sie gehen theilweise in harte, graugrüne Schiefer über.

Interessant und für die Beurtheilung ihrer Entstehung wichtig ist die Führung von mikroskopisch nachweisbaren Resten von Radiolarien und Diatomeen in den Culm-Kieselschiefern; die nähere Bestimmung derselben steht jedoch noch aus.

Bezüglich der Lagerungsverhältnisse des Culms, der südlich bis gegen Wiltsch und westlich bis zum Waldberge kartirt wurde, lässt sich der Satz aufstellen, dass der Culm eine Mulde, deren Ost- resp. Nordostflügel nach W. einschiesst und deren West- resp. Westflügel nach N. oder NO. gerichtet ist, bildet. Den besten Einblick in den Bau dieser, meist sehr complicirt gelagerten Mulde liefert das Profil von der grossen Strohhaube über Neudorf bis zum Steiner Wald. Da ohne Karte die Lagerungsverhältnisse schwer verständlich sind, wird deren Schilderung hier unterlassen; bemerkt mag indess werden, dass namhafte Verwerfungen zwischen Pressberg und Königsberg im Culm nachgewiesen werden konnten.

Ueber die Lagerung am Kalkberge von Ebersdorf gilt der Satz: Der südwestliche Culmflügel nimmt sammt dem oberde-

vonischen Kalke an einer Sattelbildung theil. Den Kern des Sattels bildet das Oberdevon, nämlich die schwarzen Kalke und die rothen Clymenienkalke. Am Nord- und Südende fallen beide Flügel gleichmässig von einander ab; im mittleren Theile aber fallen beide Flügel gleichsinnig und zwar nach NO. ein. Die über dem Oberdevon folgenden Culmschichten bestehen auf dem Nordflügel aus Sandsteinen, Gneissbreccien, Kalksteinen und Thonschiefern mit Grauwacken etc.; auf dem Südflügel beginnt der Culm mit Gabbro-Conglomerat, auf welchen dann Sandstein und Gneissbreccien folgen, die nur noch in sehr schmalem Streifen vorhanden sind. Discordant lagert sich Porphyrtuff (?) des mittleren Rothliegenden und zwar in derjenigen Stellung, wie solche der betreffenden Rothliegenden Stufe auf weite Strecken zukommt, an. Demnach ist 1) das Gabbro-Conglomerat (»Gabbro« anderer Autoren) nicht älter, sondern jünger als der devonische Kalkstein; 2) dem Porphyr resp. Porphyrtuff, der mit 15—30° concordant dem Rothliegenden eingeschaltet ist, darf man die Bildung des Sattels am Kalkberge nicht zuschreiben; 3) lässt sich kein sicherer Schluss über das Alter des Gabbrozuges Neurode-Schlegel aus den Lagerungsverhältnissen am Kalkberge ziehen.

In der südöstlichen Fortsetzung des Devonsattels macht sich gleichfalls eine mehrfache Aufsattelung im Culm bemerklich, indem zwei Culmkalklager mit den sie begleitenden Schichten gut entwickelte Sättel darstellen.

Im Obercarbon wurde am Nordwestende des Gabbrozuges an der Eisenbahn bei Kohlendorf eine bedeutende Verwerfung, durch welche das Rothliegende mit den Ruppersdorfer Kalken in das Niveau des Obercarbons gerückt worden ist, constatirt.

Im Rothliegenden wurde der Nachweis geführt, dass das Porphyrgestein des Steinberges bei Ebersdorf lagerartig dem Rothliegenden eingeschaltet und dasselbe mit dem Gesteine am Kalkberge identisch ist; dass ferner Ruppersdorfer Kalkstein dasselbe auf der ganzen Strecke, nur getrennt durch eine einige Meter starke Lettenschicht, unterteuft.

Mittheilung des Herrn SCHOLZ (Greifswald) über Aufnahme der Section Gardelegen.

Es ist bezüglich dieser Section das Vorkommen von tertiären Schichten unter dem die Oberfläche bildenden Diluvium und zwar zunächst des durch VON KOENEN s. Z. [1]) beschriebenen oberoligocänen Wiepker Mergels hervorzuheben. In der genannten Section findet sich derselbe unter diluvialem rothen Geschiebemergel von 1—2 Meter Mächtigkeit in zwei Gruben südlich von Wiepke aufgeschlossen. Ferner waren an einem angeblich über 60 Meter tiefen Brunnenbohrloche im östlich davon gelegenen Dorfe Estedt noch Spuren dieses sehr charakteristisch aussehenden Mergels zu finden. Ueber Estedt, welches unmittelbar am westlichen Rande des Mildethales liegt, hinaus sind Vorkommnisse des Wieper Mergels nicht mehr zu entdecken; es scheint daher hier dieses Thal, ebenso wie in der nördlicher belegenen Section Calbe a. M., die Ostgrenze des Wiepker Mergels zu bilden, womit der Charakter des ersteren als eines vermuthlich zur Diluvialzeit schon vorgebildeten Thals harmoniren würde.

Auf der entgegengesetzten Seite der Section Gardelegen, südlich von der Schäferei Sadenbeck, ist die Tertiärformation in der Mitte der 70er Jahre in Form dünner, nicht bauwürdiger Braunkohlenflötze erbohrt worden. Nach den Mittheilungen des damals die Bohrung leitenden Ingenieurs FRAUENDORF ergab sich folgendes Profil:

1. Sand 2 Meter (Spathsand).
2. Gelber, plastischer Thon 3 Meter (kalkfrei).
3. Grauer Thon 2—2,5 Meter (ist in feuchtem Zustande schwärzlich, kalkfrei, plastisch, sehr glimmerreich).
4. Kohliger Sand 2—2,5 Meter.
5. Weisser Sand 13—16 Meter.
6. Feste Braunkohle ca. 0,3 Meter.

[1]) VON KOENEN, Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands. Palaeontographia XVI, 2, I, S. 3. Derselbe, Ueber Oligocänschichten der Magdeburger Gegend. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XV, 5, 615. Derselbe, Ueber das Ober-Oligocän von Wiepke. Archiv des Ver. d. Fr. d. Naturgesch. in Mecklenb. 1868, S. 106.

Die am Bohrloche noch auffindbaren Spuren der erbohrten Kohle erweisen sich als ein erdiges, leicht zerreibliches, mit Glimmersand untermischtes Material. Eine Altersbestimmung war nicht möglich, da Petrefacten oder auch Septarien nicht aufzufinden waren, indessen ist bei der Aehnlichkeit des Sadenbecker Thones mit den Septarienthonen anderer Gegenden vielleicht auf die Identität desselben mit den bei Wiepke im Liegenden des Oberoligocäns auftretenden Thonen zu schliessen. — Erwähnung verdient es, dass am Nordrande der Section Klinke bei den Dörfern Seethen und Lotsche ebenfalls kohlige Sande und dunkelgefärbte Thone in schmalen Streifen unter Geschiebemergel (vielleicht selbst nur geschiebeartig eingelagerte Tertiärthonbrocken) vorkommen.

Mittheilung des Herrn Wahnschaffe über die Aufnahme im westhavelländischen Arbeitsgebiete.

Das im Sommer 1883 in Angriff genommene Arbeitsgebiet stellt eine Verbindung her zwischen den bereits im Druck vorliegenden Blättern aus dem Nordosten Berlins und dem noch in Bearbeitung befindlichen Gebiete östlich und westlich der Elbe. Der nördliche Theil dieser die neun Kartenblätter Rhinow, Friesack, Brunne, Rathenow, Haage, Ribbeck, Bamme, Garlitz und Tremmen umfassenden Gegend wird von den ausgedehnten Niederungen des grossen Havelländischen und Rhin-Luches eingenommen, welche im Nordosten dem alten Oder- oder Berliner Haupt-Thale und mit dem Aufhören des Ländchens Bellin dem vereinigten Oder-Weichsel-Thale angehören. Eine Verbindungslinie der Orte Lietzow, Berge, Ribbeck, Selbelang, Braedikow, Warsow, Vietznitz, Friesack, Klessen, Stölln und Rhinow bezeichnet den Südrand des alten Oder- und vereinigten Oder-Weichsel-Thales. Die Ortschaften Dechtow, Carwesee, Betzin und Brunne sind am Nordrande des alten Oderthales gelegen.

Während der südöstliche, auf den Blättern Garlitz, Ribbeck und Tremmen liegende Theil des Arbeitsgebietes ein verhältnissmässig in sich geschlossenes Ganze bildet und sich im Osten an ein grösseres zusammenhängendes Diluvialplateau anschliesst, wird der westliche Theil dadurch charakterisirt, dass die Diluvialhoch-

fläche in verschiedene, mehr oder weniger grosse Inseln zerfällt, welche durch die als Verzweigungen des grossen Havelländischen Luches sich darstellenden Niederungen getrennt werden. Diese alluvialen Thäler besitzen im Allgemeinen eine südwest-nordöstliche oder südost-nordwestliche Richtung und stellen eine Verbindung zwischen dem alten Oderthale und der Elbniederung her an der Stelle, wo sich die letztere mit der Ausmündung des Baruther Thales zu einer grossen Thalebene vereinigt. Der Beweis dafür, dass die Wasser der Elbe die Gegend von Rathenow ehemals überfluthet und in verschiedenen Richtungen die Diluvialhochfläche durchnagt haben, liegt einerseits in dem Vorkommen von Kieselschiefergeröllen in dem dortigen Thalsande, andererseits in dem Auftreten von Schlickbildungen daselbst, welche in jener Gegend fälschlich als »Havelthone« bezeichnet werden, jedoch mit den Schlickabsätzen des Elbthales petrographisch völlig identisch sind und nicht von der Havel abgesetzt sein können. Die Begründung dieser Ansicht habe ich in einer brieflichen Mittheilung in dem Jahrbuche der K. geolog. Landesanstalt für 1882 niedergelegt und muss auf die dortigen Ausführungen verweisen.

Von besonderem Interesse ist das Vorkommen einer Süsswasserfauna in dem Unteren Diluvium der Umgegend von Rathenow, deren Bearbeitung jedoch noch nicht abgeschlossen ist. Eine kurze Mittheilung darüber habe ich gleichfalls in genanntem Jahrbuche bereits veröffentlicht.

Soweit sich die geognostischen Verhältnisse bis jetzt übersehen lassen, kommt auf den östlichen Sectionen Ribbeck und Tremmen der Obere Diluvialmergel in ausgedehnter Verbreitung an der Oberfläche vor. Ebenso sind auch die Diluvialinseln des Blattes Haage zum grössten Theile von demselben bedeckt, während er weiter nach Westen zu mehr und mehr verschwindet, so dass auf Blatt Rathenow nur noch die Kuppe des Hohen Rott eine Decke von Oberem Mergel besitzt. Der Untere Diluvialmergel, dessen Hervortreten unter dem Unteren Diluvialsande auf Blatt Rathenow nachgewiesen werden konnte, gewinnt im Osten dieses Blattes bei Stechow und Ferchesar eine etwas grössere Ausdehnung an der Oberfläche. Weiter nach Westen zu über-

wiegt im Diluvium der Untere Diluvialsand, welcher meist eine dünne Bestreuung mit Geschieben des Oberen Diluviums besitzt und zu ziemlich bedeutenden Höhen ansteigt.

Mittheilung des Herrn KLOCKMANN über seine Aufnahmethätigkeit im Elb- und Havelgebiet zwischen Stendal, Rathenow und Havelberg.

Die grössere Hälfte des betreffenden Arbeitsgebietes wird von alluvialen Bildungen erfüllt, deren nähere Verhältnisse und die darauf gebauten Schlüsse an dieser Stelle nur kurz referirend behandelt werden sollen, während eine eingehendere Darlegung einer späteren Arbeit vorbehalten bleiben muss.

Die ausgedehnte Niederung des heutigen Elbthals und des unteren Havelthals besteht in der oben bezeichneten Gegend im Wesentlichen aus einem thonigen Gebilde, dem Klei oder Schlick. Derselbe ist fluviatilen Ursprungs und verdankt seine Ablagerung in den heute von Flüssen verschiedenen Namens durchflossenen Niederungen ausschliesslich der Elbe und ihrer einstigen vielfachen Gabelung. Eine Landseebildung, an die ältere Autoren, auch noch GIRARD, glaubten, ist durchaus ausgeschlossen. Compakte Beschaffenheit ohne Schichtung, grosse Plasticität, das Fehlen aller organischen Reste (auch Diatomeen sind nach einigen vorläufigen Prüfungen nicht vorhanden), sowie der Mangel jeglichen Kalkgehalts, ferner die humose Oberkrume sind die hauptsächlichsten Eigenschaften, die den Elbschlick für die Ackerwirthschaft wie für die Technik (Ziegeleibetrieb; Rathenower Ziegelsteine) in gleicher Weise geeignet machen. Uebergänge, namentlich nach dem Liegenden zu, in äusserst feinkörnige, Wasser schwer durchlassende Sande finden statt, ebenso solche durch humosen Schlick in reinen Humus nach dem Hangenden zu. Seine Mächtigkeit variirt von 3 — 25 Decimetern, im Mittel beträgt sie etwa 12—25 Decimeter An dem Elbklei sind somit dieselben Eigenschaften entwickelt, wie an den Schlickabsätzen unserer übrigen grossen Flüsse.

Local und dann oft in grösserem Umfange wird der Schlick von Sanden bedeckt, die von der Elbe bei früheren Hochfluthen über ihn und oft weit landeinwärts (bis Rathenow) geworfen sind.

Diese Sande, petrographisch übereinstimmend mit den heut im Bett der Elbe liegenden, haben beträchtliche Strecken des fruchtbarsten Bodens zu einer Wüste gemacht. Beträgt deren Mächtigkeit weniger als ein Meter, so lässt sich zwar durch Rajolen der unterliegende Thon wieder an die Oberfläche ziehen, aber zumeist ist die Mächtigkeit bedeutender (3—5 Meter) und alsdann ist das Sandareal nur durch Aufforstung mit Kiefern zu verwerthen. Die Chaussée von Genthin nach Havelberg führt über mehrere dieser Sandinseln, von denen einige eine grösste Ausdehnung von 5—6 Kilometern haben.

Gehören schon diese Sande einer relativ jungen Zeit in der Geschichte des Stroms an und ist ihre Ablagerung unter thätiger Beihülfe des Windes erfolgt, wovon hohe Dünenzüge Kunde ablegen, so lassen sich doch noch jüngere Sande unterscheiden, welche erst nach geschehener Eindeichung der Elbe bei Deichbrüchen nicht unbedeutende Flächen übersandeten. Diese sind durch das Fehlen dünenartiger Anwehungen, ihre geringere Mächtigkeit und ihre nahe Lage am Fluss leicht kenntlich und verschwinden bei rationeller Ackerwirthschaft immer wieder.

Die Unterlage des Elbschlicks bilden zumeist Flusssande und Grande vom Alter des Thalsandes, die sich stellenweise auch in höher liegenden Inseln (Horste) und als Säume der Diluvialplateau's aus ihm herausheben; vielfach jedoch zeigt sich unter dem Klei eine humose, torfartige Schicht, welche trotz ihrer geringen Mächtigkeit und ihres sporadischen Vorkommens von besonderer Bedeutung ist, da sie uns von beträchtlichen Wandlungen erzählt, welche in geologisch kurz verflossener Zeit in dem Charakter der Landschaft vor sich gegangen sind. In Verbindung mit analogen, an allen übrigen Flüssen und auch an der Küste Norddeutschlands zu beobachtenden Vorkommnissen deutet diese torfartige Schicht eine bestimmte und allgemeine Periode im Alluvium an.

Ueber die Natur des den Elbschlick unterteufenden Torfes geben am wenigsten Aufschluss die mit dem Bohrstock herausgeholten Proben. Zu Tage geht er nicht aus und an tieferen Aufschlüssen fehlt es, weil er nicht als Brennmaterial gewonnen

wird, wohl aber wird derselbe und damit auch der Zustand der Gegend, in der er sich bildete, hinreichend charakterisirt durch gelegentliche Funde von menschlichen und thierischen Resten, von Kunstprodukten, mehr aber noch durch zahlreiche Baumstämme im Bett der heutigen Elbe und Havel, die dieser Torfschicht entstammen. Das Vorhandensein solcher Baumstämme, namentlich von der Eiche, aber auch von der Birke und der Erle ist in der Elbe und der Havel ein so allgemeines, dass es der Schifffahrt oft Hindernisse in den Weg legt und ebenso werden solche bei der Anlage tieferer Gräben, die den Schlick durchschneiden, meist noch mit ihren Wurzeln häufig zu Tage gefördert.

Der hangende Schlick ist der Schlammabsatz eines strömenden, jedenfalls nicht seichten Gewässers; in einem solchen können weder Bäume wie die eben genannten wachsen, noch Torf sich bilden. Es muss also eine Zeit gegeben haben vor der Ueberfluthung der in Rede stehenden Gegend durch die Elbe, zu welcher die meilenweite Niederung das Bild eines seichten stagnirenden Landsees darstellte, welcher von mehr oder minder ausgedehnten, mit Waldbäumen bestandenen Inseln und Landzungen unterbrochen wurde. Darauf weisen auch die Untersuchungen, die schon vor langen Jahren von Ad. v. Chamisso, Fr. Hoffmann und Poggendorff (1823, Ueber das Torfmoor von Linum) über die organischen Bestandtheile der liegenden Schicht des Torfes aus dem Havelländischen Luch angestellt wurden. Danach gehören die im Torf eingeschlossenen Pflanzen nur dem Lande an. Es sind Blätter und Stengel von *Typha latifolia* und *Arundo Phragmites*, ferner sehr reichliche Samenkörner von *Menyanthes trifoliata*, seltener von *Scheuchzeria palustris* und verschiedener Carex-Arten. Von sonstigen Körpern schliesst der Torf ein: Stämme, Wurzeln, Rinde von Eiche, Birke, Erle, Kiefer und Haselnuss; Zähne und Knochen vom Elch, Pferd und Schwein. Auch ein Menschenschädel mit überaus niedriger Stirn wurde gefunden, daneben Feuersteinwaffen. An der Grenze zum unterlagernden Sande kamen Schalen, resp. Operkel, von *Cyclostoma*, *Valvata*, *Planorbis*, *Limnaeus*, *Succinea* vor.

Durch diese Erfunde ist der Charakter der Gegend als einer sumpfartigen Landschaft zur Genüge erwiesen. Wenn dann in

der Folge aber die Fluthen der Elbe einen grossen Theil des vertorften Gebietes langdauernd überschwemmen und mit einer mächtigen Schlickdecke überlagern konnten, so deutet das auf eine eingetretene Landsenkung und wir gelangen damit hinsichtlich des Elbgebietes zu einem Resultat, das für das nordeuropäische Küstengebiet schon längst von deutschen und ausserdeutschen Autoren ausgesprochen ist.

Aber auch in den Thalniederungen unserer übrigen norddeutschen Flüsse ist die Erscheinung einer späten Landsenkung nachweisbar. Von der Weser und Oder wissen wir, dass ebenso wie bei der Elbe unter dem dortigen Schlick Baumstämme und Torf gefunden werden, und von der Weichsel machte noch jüngst JENTZSCH in seiner interessanten Arbeit: »Geologische Skizze des Weichseldeltas, Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, 1881« auf ähnliche Verhältnisse aufmerksam. Halten wir damit das Vorkommen submariner Torfe und Baumstämme längs der norddeutschen Küste zusammen, so führt uns die Analogie der Verhältnisse zu dem Schluss der Gleichzeitigkeit in der Bildung aller dieser Ablagerungen, der noch dadurch bestätigt wird, dass auch unter dem Schlick der nordwestdeutschen Marschen sich die torfartige Bildung wiederfindet. Ein weiteres Eingehen auf diesen Gegenstand kann ich mir aber ersparen, da J. GEIKIE in mustergültiger und erschöpfender Weise dieses Thema behandelt hat (cf. Prehistoric Europe, Chapter XIX—XXI), es möge mir hier nur noch gestattet sein, die einzelnen Stadien in der Entwicklungsgeschichte der unteren Elbe in postglacialer Zeit kurz aufzuführen.

Erste Periode. Ausfüllung der gesammten, orographisch ausgeprägten Thalniederungen, d. h. des Baruther, Berliner und Eberswalder Hauptthals sammt ihren Vereinigungen durch stark strömende Wasser, als Folge des abschmelzenden Inlandeises. Ablagerung von Flusssanden (Thalsanden).

Zweite Periode. Der Zufluss der Schmelzwasser hört mit gänzlicher Freiwerdung Norddeutschlands vom Inlandeise auf. In den weiten Thälern bewegen sich nur Flüsse untergeordneter Grösse. Bedeutende Abschnitte der Niederungen werden zu stagnirenden Landseen. Die Elbwasser gelangen nicht mehr in

die durch die Vereinigung der drei Hauptthäler bezeichnete Niederung zwischen Burg, Rathenow und Havelberg, sondern werden von Wolmirstedt abwärts durch das Ohrethal nach NW. weitergeführt. In der Niederung, die durch das Herauftauchen ausgedehnter Thalsandinseln auf weite Strecken trocken geworden ist, haust der (neolithische) Mensch und leben Elch, Pferd, Rind und Schwein etc. In den Sümpfen selbst siedelt sich eine reiche, noch jetzt in der Gegend lebende Flora an, während auf den sandigen Horsten Eiche, Kiefer, Birke und Haselnuss üppig gedeihen.

Dritte Periode. Eintreten einer Landsenkung. Durchbruch der Elbe zwischen Burg und Wolmirstedt. Mehrfache Gabelung derselben, ein Arm fliesst über Stendal im heutigen Uchtethal, ein anderer über Rathenow im Thal der unteren Havel. Schlickabsatz, soweit das Elbwasser die Niederung überströmt. Ausserhalb des Zuges der Elbwasser setzt sich die Vertorfung der Niederung fort wie im Havelländischen Luch, dem Fiener Bruch etc. und auch in den tieferen Buchten und Einschnitten der von den Elbwassern umflossenen Diluvialinseln vertritt Vertorfung die sonst allgemeine Verschlickung.

Vierte Periode. Eintritt der heutigen Verhältnisse. Durch den Schlickabsatz ist das Bett der Elbgewässer so beträchtlich erhöht worden, dass letztere während der trockenen Jahreszeit nicht mehr im Stande sind, das ganze, früher inne gehabte Gebiet zu überfluthen. Einschneiden besonderer Strombetten in den Kleiboden und Trennung der einzelnen Elbarme in gesonderte Flüsse (heutige Elbe, Havel, Stremme, Tanger, Uchte etc.). Bei Hochfluthen Uebersandung grosser Strecken des Schlickbodens.

Mittheilung des Herrn A. Jentzsch über Aufnahmen im Weichselthale bei Mewe und Rehhof (Westpreussen).

Die hier etwa eine Meile breite Thalsohle ist ausschliesslich von Jung- und Altalluvium bedeckt. Ersteres hat eine Grundlage von Sand, bedeckt von schlickigem Sand bis sandigem Schlick, auf welchen reiner mehr oder minder thoniger Schlick folgt, der an vielen Stellen bei 2 Meter Tiefe noch nicht

durchsunken wird. Durch Aenderung des Stromlaufes und durch Deichbrüche entstehen Uebersandungen und schliesslich complicirte Wechsellagerungen von Sand mit Schlick. In grösserer Entfernung von der Weichsel wird die Mächtigkeit der Schlicklage geringer, die Oberfläche ist dort schlechter entwässert, und Torfbildungen, z. Th. reich an Moormergel-Einlagerungen, entwickeln sich zu einem breiten, zusammenhängenden Streifen, der den Aussenrand der Jungalluvialfläche bezeichnet, und nach der Thalmitte zu von Schlick überlagert wird. Die Fauna der Schlickschichten besteht fast lediglich aus Süsswasserconchylien (am häufigsten *Vivipara fasciata* MÜLLER, *Bythinia tentaculata* L. und *Planorbis* sp. var.); ganz untergeordnet finden sich Feuchtigkeit liebende Landschnecken, wie *Succinea Pfeifferi* ROSSM. — Im Moormergel hingegen treten neben *Bythinia tentaculata* L., *Limnaea stagnalis* L., *L. palustris* MÜLLER, *Planorbis corneus* L., *Valvata piscinalis* MÜLLER und anderen Süsswasserbewohnern gar nicht selten Landschnecken auf, namentlich *Succinea Pfeifferi* ROSSM. und kleinere *Helices*.

Altalluvialer Thalsand und Dünensande verschiedenen Alters bezeichnen die breite Randzone des Thales, doch nur an der Ostseite. In Schwärmen von Inseln und Halbinseln tauchen sie auch aus der westlich dieser Zone gelegenen Torfregion empor. Während viele dieser kleinen flachen Rücken der Thalrichtung mehr oder minder parallel verlaufen, springen die erwähnten Halbinseln quer zur Richtung des Thales wie Riegel in dasselbe vor und vereinigen sich bisweilen mit Längsrücken zu **T**-förmigen Gestalten.

Auch das rechte (östliche) von der Kgl. Rehhofer Forst eingenommene Thalgehänge ist vorwiegend mit Flugsand bedeckt, der indess meist nur geringe Mächtigkeit erreicht, und sowohl dem Zweimeterbohrer des Geologen, wie den Wurzeln der Weissbuchen vielorts bis auf unveränderten Diluvialboden hinabzudringen gestattet.

Es wurde rechts der Weichsel, auf Section Rehhof folgendes Profil (von oben nach unten) beobachtet:

a) Oberer Grand mit Blöcken (besonders bei Neudorf).

b) Diluvialmergel.

c) Obere Thonmergelbank (am besten aufgeschlossen bei Heinen).

d) Spathsand mit zwei Bänken gemeinen Diluvialmergels, von denen indess die eine infolge mangelnder Aufschlüsse nicht überall nachgewiesen werden konnte. Den Abschluss nach oben und unten bildet stellenweise Grand. Das obere Grandlager (bei Neudorf 180 Fuss Höhe) enthält eine Mischung meist zerbrochener Nordsee-, Eismeer- und Süsswasserconchylien; das untere Grandlager, bei Haidemühl, eine Mischung von Nordsee- und Eismeerconchylien; beide Grandschichten lieferten auch Knochenreste von *Elephas* und anderen Landsäugethieren. Die untere ist reich an Phosphoriten, die aus einheimischem Tertiär umgelagert sind.

e) Untere Thonmergelbank; allgemein verbreitet, bei Rehhof im Hangenden in Mergelsand übergehend, stellenweise relativ reich an Geschieben.

f) Geschiebefreier Spathsand, nur an zwei Punkten in 80 bis 90 Fuss Meereshöhe nachgewiesen.

Links der Weichsel wird unsere Aufmerksamkeit zunächst durch die Schwarzerde gefesselt, welche das mit 100 Fuss hohen Steilgehängen zum Strome abstürzende Plateau von Mewe wie ein Schleier überzieht, Bodenwellen und Torfniederungen oberflächlich zu einem wie homogen aussehenden Humusboden verschmelzend. Sieht man von den ihrem Ursprung nach leicht zu erklärenden Torf- und Humusansammlungen der erwähnten Einsenkungen ab, so hat der übrig bleibende eigentliche Höhenboden im engeren Sinne nur eine keineswegs überraschend mächtige Humusdecke von durchschnittlich etwa 0,5 Meter, häufig nur 0,2 — 0,3 Meter, selten über 1 Meter Tiefe. Die Grundlage ist stets schwer durchlässig, fast immer diluvialer Thonmergel. Der Wechsel von Frost und Hitze, Trockenheit und Nässe, aufwärtstreibendem Wind und abwärtsschlämmendem Wasser haben zusammengewirkt, um Humusstoffe verschiedenen Alters und Ursprungs durcheinander zu arbeiten, so dass dieselben Höhen und Senken scheinbar gleichmässig überziehen und mittelst der häufig, zahlreich und tief aufreissenden Klüfte sogar schlieren-artig in den diluvialen Untergrund hinabdringen konnten.

Die Schwarzerde enthält in mässiger Menge humussauren Kalk, der sich oberflächlich zu Kalkcarbonat oxydirt, und nur hier und da in den obersten Schichten in Folge stattgehabter Auslaugung fehlt.

Das Unter-Diluvium gliedert sich links der Weichsel nördlich von Mewe (von oben nach unten) wie folgt:

a) Thonmergel.

b) Gemeiner Diluvialmergel (Geschiebemergel).

c) Spathsand, der stellenweise durch Mergelsand, anderwärts durch eine Wechsellagerung von Thonmergel mit Sand bezw. sandigem Grand vertreten wird.

d) Geschiebemergel.

e) Mächtiger Spathsand mit einzelnen grandigen Lagen, stellenweise in tiefem Niveau Thon bis Fayencemergel einschliessend.

f) Geschiebemergel, meist bis zum Niveau der Ferse herabreichend.

g) Spathsand.

Diluvialfauna wurde in *c*, *d*, *e* gefunden, am reichlichsten in dem von Berendt bereits 1865 entdeckten Fundort Jacobsmühle; doch sind noch zahlreiche andere, z. Th. wohl nicht ärmere Fundpunkte in der Umgegend vorhanden, die jedoch weniger günstig aufgeschlossen sind. Neu für die Weichselgegend sind: *Mytilus edulis* L., *Litorina litorea* L., *Astarte borealis* und *Pisidium* sp.; durch die erstgenannten zwei Formen wird die Uebereinstimmung mit der diluvialen Nordseefauna Schleswig-Holsteins von Neuem verstärkt. Bis heute hat sich in den grossen bei Jacobsmühle gesammelten Conchylienmassen die Eismeerform *Yoldia arctica* ebenso wie *Dreissena polymorpha* nicht gefunden; doch fand ich diese in Ostpreussen gemeinen Diluvialconchylien in vereinzelten Exemplaren an mehreren anderen Punkten bei Mewe und Rehhof.

Sande der Braunkohlenformation sind auf Section Mewe durch einige tiefe Wasserrisse bei Thymau blosgelegt; am Ostende der Section Marienwerder finden sich dieselben in einem Hügel links der Liebe bei Kamiontken.

Behufs Besichtigung der vorübergehenden Aufschlüsse wurden die Eisenbahn-Baustrecken Hohenstein-Schöneck, Marienburg-Graudenz, Kornatowo-Kulm und Konitz-Laskowitz bereist. Das Profil der letzteren Linie, welches neue Tertiäraufschlüsse an der Brahe und am Schwarzwasser sowie eine für diese Gegend bisher unbekannte mächtige Entwickelung des unteren Diluvialmergels ergab, ist in diesem Bande des Jahrbuches abgedruckt.

Die Profile der übrigen Linien gedenkt Verfasser später im Zusammenhange mit anderen Beobachtungen zu veröffentlichen. Vorläufig erwähnt sei ein kleiner, aber charakteristischer Aufschluss von erdigem Grünsand mit Phosphatknollen, bedeckt von circa 1 Meter Diluvialmergel, auf Bahnhof Stuhm, östlich der Schienen, nahe dem Südende, sowie die Auffindung anstehenden Tertiärs in unmittelbarer Nähe des auf Section Dirschau der geologischen Karte der Provinz Preussen bei Klempin am Wege nach Uhlkau von mir verzeichneten, Phosphorite führenden Grünsandes, wodurch derselbe sich als anstehend mit Sicherheit ausweist.

Die Aufschlüsse der Ziegeleien von Succase, Lenzen und Reimannsfelde bei Elbing wurden wie in vielen vorhergehenden, so auch in diesem Jahre besucht. Nur ein Theil der dortigen Thone führt *Yoldia* und *Cyprina*. Die Schichten sind aber, in Verbindung mit Sand und Geschiebemergel, durchweg derart gestört, dass eine endgiltige Gliederung nur durch jahrelang fortgesetzte, sorgfältige Studien festgestellt werden kann. Erwähnt sei jetzt, dass Verfasser aus den genannten Thongruben ausser den früher publicirten noch recht zahlreiche andere Knochenreste erhielt, darunter solche von *Elephas, Rhinoceros, Sus, Bos* und *Equus*.

In Ergänzung der Feldbeobachtungen hat Verfasser im laufenden Jahre zahlreiche Bohrprofile aus Ost- und Westpreussen gesammelt und untersucht. Aus den Ergebnissen sei vorläufig Folgendes mitgetheilt:

An drei Stellen wurde Diluvialfauna erbohrt:

a) Im Landgestüt zu Marienwerder Nordseefauna im Sand unter Diluvialmergel 36—50 Meter unter der Oberfläche.

b) An der östlichen Wasserstation des Bahnhofes Elbing: *Dreissena polymorpha* im Spathsand 60—79 Meter unter der Oberfläche, d. h. 54—73 Meter unter dem Ostseespiegel.

c) In der Kaserne zu Allenstein bei 30 Meter Tiefe (+ 91,5 Meter über NN.) im Thonmergel ein abgerolltes, aber deutlich erkennbares Exemplar von *Yoldia* sp. und im selben Bohrloch bei 45—47 Meter Tiefe (circa 76 Meter über NN.) im groben Grand *Dreissena polymorpha*. Beide so verschiedene Faunen liegen also hier vertikal übereinander. Da indess der Thon bei vorläufiger Untersuchung keine Diatomeen (die Begleiter der *Yoldia* bei Elbing) erkennen liess und Diluvialfauna im Grand meist umgelagert ist, so müssen beide Conchylien auch hier als auf secundärer Lagerstätte vorkommend betrachtet werden. Auch der vorliegende, scheinbar so klare Befund beweist nichts für die Altersfolge der Eismeer- und Süsswasserfauna, sondern zeigt nur das Vorkommen beider in tiefliegenden Schichten des Unterdiluviums. Wegen der Wichtigkeit des Fundes sei das betreffende Bohrprofil hier mitgetheilt:

3	Meter	Abraum	bis	3	Meter	Tiefe
8	»	Geschiebemergel	»	11	»	»
12	»	Spathsand, unten einzelne Geschiebe führend	»	23	»	»
2	»	Grand	»	25	»	»
14	»	Thonmergel (mit *Yoldia*) . . .	»	39	»	»
10,5	»	Grand (mit *Dreissena*) . . .	»	49,5	»	»
3,0	»	Geschiebemergel	»	52,5	»	»

Ein anderes Bohrloch in derselben Kaserne traf unter dem Geschiebemergel nochmals 2 Meter Thonmergel, dann 44,5 Meter Braunkohlenformation.

Vordiluviale Schichten wurden ausser den genannten Punkten erbohrt:

in Westpreussen zu Kreftsfelde bei Kossakau auf der Oxhöfter Kämpe in 48—67,5 Meter Tiefe Braunkohlenformation;

in Ostpreussen auf Bahnhof Kobbelbude (südwestlich Königsberg) bei 34,96 — 44,72 Meter Tiefe Quarzsande verschiedener Art;

in Fort Kalgen, südwestlich Königsberg, bei 55 — 79 Meter die untersten Schichten der tertiären (eocänen?) Glaukonitformation Ostpreussens, darunter von 79—85 Meter Obersenon;

in der Schlosskaserne zu Königsberg bei 60 — 69 Meter dasselbe unterste Tertiär, von 69—208,5 Meter Kreideformation. Die Schichten entsprechen genau den im vorigen Bande des Jahrbuches aus anderen Bohrlöchern Königsbergs geschilderten, gestatten aber, eine wichtige palaeontologische Bestimmung hinzuzufügen. Weisse Kreide wurde bei 96—100 Meter angetroffen. Aus 152 Meter Tiefe ward ein *Actinocamax* eingeliefert, den ich als jugendliches Exemplar von *A. verus* Miller nach der von Schlüter gegebenen eingehenden Beschreibung erkannte. Zwar sind beide äusserste Enden abgebrochen. Nach der keulenförmigen Gestalt, der Grösse und Schlankheit, der Andeutung der lateralen Zusammendrückung am Alveolarende, den deulich vorhandenen, nach dem Alveolarende convergirenden Dorsolateral-Furchen, insbesondere aber der Oberflächen - Skulptur dürfte bie Bestimmung hinreichend begründet sein. In dieser Tiefe, 52 Meter unter der Sohle der weissen Kreide, ist mithin die Etage des Emscher anzunehmen.

In petrographisch gleichen Schichten ist das im Vorjahre beschriebene Bohrprofil Herzogsacker in Königsberg weiter vertieft worden. Aus 223 — 225 Meter Tiefe kam ein feiner glaukonitischer Sand herauf, der im Gegensatz zu den darüberliegenden Schichten sich als reich an Petrefakten erwies. Bryozoen, Serpeln, Terebratulinen, Fragmente von *Inoceramus* und anderen Bivalven, sowie von Echiniten kamen zahlreich zu Tage, harren jedoch noch der Bestimmung. Immerhin dürfte es von Interesse sein, diesen petrefaktenreichen Horizont als solchen zu charakterisiren, 120 Meter im Liegenden der weissen Kreide, mithin circa 68 Meter im Liegenden der an der Schlosskaserne als Emscher bestimmten Schicht.

Mittheilung des Herrn Ebert über die wichtigsten Resultate der Aufnahme auf Section Garnsee.

Die Aufnahmearbeiten des Herrn Ebert auf Section Garnsee (Westpreussen) ergaben folgenden Aufbau des Diluviums daselbst. Zu unterst findet sich Sand, dessen Liegendes weder aufgeschlossen war, noch erbohrt wurde. Darüber folgt Geschiebemergel (in einer Grube bei Sedlinen von 3,5 Meter Mächtigkeit), überlagert von geschiebefreiem Thonmergel, dessen Mächtigkeit sehr wechselt, theilweise 3 Meter übersteigt. Das Hangende des Thonmergels besteht aus einer sehr mächtigen Sandschicht, welche an ihrer Basis zuweilen grandige Ausbildung zeigt und im »Feldchen« bei Ruden marine Conchylien enthält. Dieselben sind jedoch meist nur in Bruchstücken vorhanden, und es liessen sich mit Sicherheit nur *Cardium edule* L., *Nassa reticulata* L. und *Venus* sp. bestimmen. Auf den Sand folgt ein Schichtensystem aus wechselnden Lagen Geschiebemergel und Sand, über dessen Aufbau weder Aufschlüsse noch die Bohrungen Genaueres ergaben, auf dieses wieder eine mächtige Sandschicht und darüber endlich der Obere Geschiebemergel.

Die Aufeinanderfolge der Schichten ist also im Grossen und Ganzen dieselbe, wie sie Jentzsch [1]) bei Marienwerder beobachtet hat. Die im »Feldchen« gefundene Fauna entspricht derjenigen an der Basis seiner Schicht *h*, während der den Thonmergel unterlagernde Geschiebemergel bis jetzt keine Conchylien lieferte.

Unter den alluvialen Ablagerungen ist der Torf der Umgebung von Treugenkohl in der Weichselniederung von Interesse. Von Moormergel bedeckt nimmt derselbe nach der Tiefe an Kalkgehalt so zu, dass er in Folge der massenhaften Anhäufung von Kalkkügelchen zwischen den Pflanzenfasern in trockenem Zustande hellgraue bis weissliche Färbung zeigt. Im Volksmunde heisst derselbe deshalb »weisser Torf«.

---

[1]) A. Jentzsch, Die Lagerung der diluv. Nordseefauna bei Marienwerder. (Jahrb. der K. geol. Landesanstalt für 1881.)

Mittheilung des Herrn KLEBS über Aufnahme der Section Heilsberg (Ostpreussen).

Das Aufnahmegebiet der Section Heilsberg bot in so weit viel Interessantes dar, als sowohl der Deckthon als auch das Tertiär eingehend studirt und letzteres an die bereits genau bekannten ostpreussischen Tertiärgebiete von Samland und Heiligenbeil angeschlossen werden konnte.

Die Untersuchungen über den Deckthon sowohl als diejenigen über das Tertiär werden in separaten Abhandlungen in diesem Jahrbuche zur Veröffentlichung gelangen.

Ausser Granden, welche Diluvialfauna in der gewöhnlichen Art des Vorkommens enthalten, sind auf Section Heilsberg noch Sande und Mergelsande verbreitet, in welchen sich z. Th. in grösserer Menge marine Schalthierreste finden, bei welchen beide Schalen noch zusammenhängen. Vorkommen und Lage berechtigen zu dem Schluss, dass man es hier mit einer Fauna zu thun hat, welche an Ort und Stelle des Vorkommens auch gelebt hat[1]). Diese Schichten gehören den tiefsten Lagen des dort beobachteten Unterdiluviums an. Nachgewiesen wurden dieselben an dem linken Ufer der Alle und dem rechten der Simser; sie zeichnen sich durch Gehalt an Kalk und Glaukonit aus. In wie weit sie sich mit anderen glaukonitischen unterdiluvialen Sanden, die sich häufig auf Section Heilsberg finden, und in denen bis jetzt noch keine Fauna beobachtet wurde, in Zusammenhang bringen lassen, dürfte wohl durch die Nachbarsectionen entschieden werden.

[1]) Unter den äusserst zahlreichen Stücken, welche ich sowohl 1883, als auch 1884 an Ort und Stelle zu untersuchen die Gelegenheit hatte (das Sammeln der Conchylien ist äusserst schwierig, und konnte nur nach einer Tränkung des Sandes mit ätherischen Harzlösungen bewerkstelligt werden), gehören sämmtliche Formen zu *Tellina* und *Cordium*, von welchen namentlich das erstere bedeutend vorwaltet. *Yoldia* und *Dreysena* scheinen vollständig zu fehlen.

4.

Personal-Nachrichten.

In dem Laboratorium der Bergakademie sind die für die Landesuntersuchung beschäftigten Chemiker STARCK und Dr. JACOBS ausgeschieden und die Chemiker BÄRWALD und Dr. BÖTTCHER eingetreten. Als dritter Chemiker für die Landesuntersuchung ist Dr. GREMSE hinzugekommen.

Bei der mit der Bergakademie verbundenen Chemisch-technischen Versuchsanstalt sind der Chemiker SIEBER und der Hüttentechniker LORENZ ausgeschieden und an deren Stelle die Chemiker Dr. BENAS und Dr. HOFFERICHTER eingetreten.

Bei der geologischen Landesanstalt sind als Mitarbeiter der Bergingenieur Geologe Dr. STAPFF in Weissensee bei Berlin, der Bergreferendar Dr. BEYSCHLAG in Berlin und der Dr. phil. ZIMMERMANN in Gera, letzterer zunächst als Assistent des Professors Dr. LIEBE daselbst, für die Aufnahmen im Gebirgslande, ferner Dr. EBERT in Berlin, Dr. SCHRÖDER und Dr. NOETLING, letztere beide in Königsberg i. Pr., für die Aufnahmen im Flachlande, eingetreten.

Ferner werden bei den geologisch-agronomischen Aufnahmen im Flachlande die Culturtechniker BECKER, KEIPER, LÜBECK und SCHOLZ, sämmtlich in Berlin wohnhaft, beschäftigt.



II.

Abhandlungen

von

Mitarbeitern
der Königlichen geologischen Landesanstalt.



Die Orthocerasschiefer zwischen Balduinstein und Laurenburg an der Lahn.

Von Herrn **Emanuel Kayser** in Berlin.

(Hierzu Tafel I bis VI.)

Einleitung.

Unter allen bis jetzt in der Rheingegend bekannt gewordenen Vorkommen von Orthocerasschiefer steht, sowohl was Versteinerungsreichthum als auch treffliche Aufschlüsse betrifft, entschieden dasjenige obenan, welches in der Gegend von Balduinstein entwickelt ist und vom bekannten Rupbachthal durchschnitten wird.

Die Brüder Sandberger hatten, als sie zu Anfang der fünfziger Jahre ihr bekanntes Werk über das Rheinische Schichtensystem abfassten, von dem genannten Vorkommen nur eine beschränkte Kenntniss. Sie besassen zwar bereits eine kleine Zahl von bezeichnenden Versteinerungen aus den damals noch in Betrieb befindlichen Dachschiefergruben von Balduinstein und Cramberg; allein der jetzt so schwunghaft betriebene Schieferbergbau im Rupbachthale war zu jener Zeit noch nicht eröffnet — derselbe begann Ende 1856 — und damit auch die vielen schönen, allein dem Bergbau zu verdankenden Versteinerungen noch nicht bekannt geworden.

Carl Koch war der Erste, der seit Anfang der sechziger Jahre auf mehreren Versammlungen des nassauischen und des rheinisch-westfälischen naturforschenden Vereins die ihm durch den damaligen Bergmeister Wenkenbach zugestellten Versteinerungen

aus dem Orthocerasschiefer des Rupbachthales vorlegte und dadurch zu allgemeinerer Kenntniss brachte [1]), ohne indess etwas Ausführlicheres über die Fauna und Schichtenfolge des Rupbachthales zu veröffentlichen.

Der Erste, der eine genauere Beschreibung der fraglichen Versteinerungen und Schichten gab, war vielmehr F. Maurer, der im Jahre 1876 einen längeren Aufsatz über das Rupbachthal erscheinen liess [2]) und auch in zwei späteren Arbeiten auf dasselbe Thema zurückkam. Maurer hat das Verdienst, im Rupbachthale das Vorhandensein von drei getrennten Faunen (nämlich derjenigen der Gruben Schöne Aussicht, Königsberg und Langscheid) nachgewiesen, und ausserdem in einem Kalkknollenschiefer an der Fritzenmühle den wichtigen Fund von *Pentamerus rhenanus* gemacht zu haben, einer Versteinerung, die man bis dahin nur aus dem Quarzit von Greifenstein kannte. Was die Lagerung der Schichten im vorderen Rupbachthale betrifft, die in Wahrheit eine Mulde bilden, so sah Maurer in denselben eine einfache Folge vom Liegenden zum Hangenden, und erklärte demgemäss die an der Fritzenmühle, im scheinbaren Hangenden der Orthocerasschiefer auftretenden kalkknollenführenden Schiefer mit *Pent. rhenanus* für jünger als die Orthocerasschiefer [3]), während er die versteinerungsreichen Schiefer am Ausgange des Thales, welche in Wirklichkeit denen der Fritzenmühle gleichstehen, nicht nur für älter als diese und die Orthocerasschiefer, sondern sogar für sehr tief-unterdevonisch ansprach [4]).

Im Jahre 1877 hatte ich selbst Gelegenheit, das Rupbachthal zusammen mit meinem verstorbenen Freunde Koch zu besuchen. Wir überzeugten uns damals, dass die von Maurer an der Fritzenmühle beobachteten Kalkknollenschichten auch weiter thalabwärts vorhanden seien, und fanden darin, sowie auch im Vor-

---

[1]) Jahrb. d. Nass. Ver. f. Naturkunde, Heft 19, 20. 1864—66. — Verhandl. d. naturhist. Vereins f. Rheinl.-Westf. 1872. Corr.-Bl. S. 84.

[2]) Neues Jahrbuch f. Min. u. s. w. 1876, S. 808. — Ebend. Beilageband I, 1880, S. 1. — Ebend. 1882, Bd. I, S. 1.

[3]) Neues Jahrbuch 1876, S. 848 und Beilageband I (1880), S. 80.

[4]) Neues Jahrbuch, Beilageband I, S. 83 ff. — Ibid. 1882, I, S. 28.

kommen von versteinerungsreichem Spiriferensandstein sowohl im N. wie auch im S. der Orthocerasschiefer, einen Beweis dafür, dass die Schichten des Rupbachthales nicht sowohl eine einfache Folge vom Liegenden zum Hangenden, als vielmehr eine Schichtenfalte mit gleichsinnig einfallenden Flügeln darstellen [1]). Ob diese Falte als Mulde oder Sattel anzusehen sei, dafür vermochten wir damals noch keine entscheidenden Beweise aufzufinden; wohl aber neigten wir Beide, entsprechend unserer damaligen Ueberzeugung vom hohen Alter des Orthocerasschiefers, der Ansicht zu, dass die fraglichen Schiefer als ein sich aus dem Spiriferensandstein heraushebender Schichtensattel aufzufassen seien.

Erst in den folgenden Jahren gelangte Koch auf Grund fortgesetzter eingehendster Studien im unteren Lahngebiet zur Einsicht, dass die Orthocerasschiefer des Rupbachthales keinen Sattel, sondern eine Mulde bilden. Er sprach diese Ansicht mit Bestimmtheit in seiner Abhandlung über die Gliederung des nassauischen Unterdevon aus, indem er zugleich darauf hinwies, dass das Centrum der fraglichen Mulde von Schalsteinen und Diabasen eingenommen werde, auf welche sich im O. des Rupbachthales die Ausläufer des mitteldevonischen Kalksteins von Balduinstein auflagerten [2]). In derselben Arbeit wies Koch auch den Pentamerusschiefern der Fritzenmühle ihr richtiges Niveau unter den Orthocerasschiefern, und ebenso den Schichten an der Mündung des Rupbachthales ein solches in seiner Oberen Coblenzstufe an.

Koch war indess in der genannten Arbeit noch nicht zur Erkenntniss gelangt, dass die Schichten an der Fritzenmühle und an der Thalmündung einem und demselben Niveau angehören. Auch war es ein Irrthum, wenn er meinte, dass die Orthocerasschiefer sich nach W. noch weit über das Rupbachthal hinaus fortsetzten und hier zwischen zwei Züge der viel älteren Pterineenschiefer (Singhofer Aviculaschiefer) hineinfielen; und ebenso, wenn er den im Wasenbacher Thal oberhalb der Fritzenmühle gelegenen Dachschieferzug der Gruben Herres und Scheibelsberg,

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1877, S. 411.
[2]) Jahrbuch d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1880, S. 232.

der eine zweite, südliche Nebenmulde von Orthocerasschiefer darstellt, der Oberen Coblenzstufe zurechnete und in nicht ganz verständlicher Weise als zerrissene Stücke der Pentamerusschichten von der Fritzenmühle und als Gegenflügel der am Ausgange des Rupbachthales anstehenden Schichten der Gruben Schöne Aussicht und Königsberg deutete.

Diese und einige andere kleinere Irrthümer der früheren Autoren sollen in der vorliegenden Arbeit, die auf meinen Aufnahmearbeiten in den Sommern 1882 und 1883 fussend, in erster Linie eine eingehende Darstellung der Zusammensetzung, des Fossilinhalts und der Lagerungsverhältnisse der Schichten im Rupbachthale und zwischen diesem und Balduinstein zu geben beabsichtigt, berichtigt werden. Im Anschluss an diese den grössten Theil der Arbeit einnehmende Schilderung will ich in einem weiteren Abschnitte nachweisen, dass eine ganz ähnliche Gliederung der Orthocerasschiefer wie im Rupbachthale, auch bei Wissenbach und, wie es scheint, auch bei Olkenbach vorhanden ist, und sodann die Frage nach der Classification des rheinischen Orthocerasschiefers berühren. In einem besonderen palaeontologischen Anhange sollen dann endlich noch eine Reihe von Versteinerungen besprochen werden, die bisher unbekannt waren oder an denen ich neue Beobachtungen gemacht habe. Leider habe ich die Fauna des Rupbachthales nicht vollständig behandeln können. Ich musste mich vielmehr wesentlich darauf beschränken, die Arten zu berücksichtigen, die in der allerdings sehr ausgezeichneten, ursprünglich von Koch zusammengebrachten und in den letzten Jahren von mir vervollständigten, im Besitze der Landesanstalt befindlichen Suite von Rupbachthaler Versteinerungen vertreten sind. Ausser dieser Suite habe ich nur noch die schöne Privatsammlung des Herrn Bergrath Ulrich in Diez benutzt, dem ich für die Erlaubniss dazu, sowie auch für seine vielfache sonstige Unterstützung und Belehrung zu grossem Danke verpflichtet bin.

Die der Arbeit beigegebene Karte der geologisch so ausserordentlich interessanten Gegend zwischen Balduinstein und Laurenburg ist ein Ausschnitt aus dem Messtischblatte »Schaumburg« und wird das Verständniss der nachfolgenden Mittheilungen wesentlich erleichtern.

Ich habe zu derselben nur noch zu bemerken, dass bei den grossen Schwierigkeiten, mit denen die sich wesentlich auf Versteinerungsfunde stützende Abgrenzung der Oberen von den Unteren Coblenzschichten verknüpft ist, die auf der Karte gezogenen Grenzen nur als annähernde zu betrachten sind. Die Dachschieferlager der Hauptgruben im Rupbachthale, südöstlich von Cramberg und bei Balduinstein sind durch in die Karte eingetragene Buchstaben ausgezeichnet worden, und zwar bezeichnet:

S. A.	das	Lager	der	Grube	Schöne Aussicht,
L.	»	»	»	»	Lahnberg,
K.	»	»	»	»	Königsberg,
M.	»	»	»	»	Mühlberg,
La.	»	»	»	»	Langscheid,
O.	»	»	»	»	Oscar,
H.	»	»	»	»	Herres,
S.	»	»	»	»	Scheibelsberg,
G.	»	»	»	»	Gabelstein (bei Cramberg),
G. G.	»	»	»	»	Gnade Gottes (bei Balduinstein).

Zusammensetzung, Versteinerungsführung und Lagerung der Orthocerasschiefer im Rupbachthale und zwischen diesem und Balduinstein.

Wir befinden uns in der fraglichen Gegend am Westrande der grossen, aus Mittel- und Oberdevonschichten bestehenden, sogenannten Lahnmulde, welche sich aus der Gegend von Wetzlar mit nordost-südwestlichem Verlauf — der herrschenden Streichrichtung der Schichten im rheinischen Schiefergebirge — bis hierher erstreckt. Wie dies auch an den Endigungen anderer grösserer Mulden der Fall zu sein pflegt, löst sich die genannte Mulde hier in eine Anzahl grösserer und kleinerer, durch dazwischenliegende Sättel von Unterdevon getrennte Specialmulden auf. Unter diesen letzteren sind namentlich drei durch grössere Breiten- und Längserstreckung ausgezeichnet. Es sind das von S. nach N.: die Hahnstätten-Katzenellnbogener, die Birlenbach-Balduinstein-Rupbachthaler und die Hadamar-Niedererbacher Mulde. Von diesen

ist es die zweitgenannte, mit der wir uns hier zu beschäftigen haben und von der ein ansehnlicher Theil, und zwar das westliche Ende, in den Bereich unserer Karte fällt. Die Axe dieser Mulde verläuft aus der Gegend südlich Birlenbach über Schloss Schaumburg nach dem Dorfe Steinsberg (im O. des Rupbachthales). Auf dieser Linie treten als jüngste Schichten Cypridinenschiefer, oberdevonische Schalsteine (im S. von Schloss Schaumburg mit *Phillipsastraea*) und Knollenkalke (gut entblösst in der zweiten Windung der vom Thalhof nach dem Schloss führenden Fahrstrasse) auf. Unter diesen Schichten liegen mächtige und ausgedehnte mitteldevonische Schalsteine mit zahlreichen lagerförmigen Einschaltungen verschiedener Grünsteine (Diabasmandelstein, dichter Diabas, Labradorporphyr) und keratophyrartiger Porphyrgesteine (Lahnporphyr) und hie und da auch mit kleinen Kalksteinlagern. An einigen Stellen (wie besonders gleich im O. der Ruine Balduinstein) schliessen diese Schalsteine zahlreiche Fragmente von mitteldevonischen Korallen (*Heliolites*-, *Favosites*-, *Alveolites*-, *Aulopora*-Arten) und Stromatoporen ein. Unter diesen Mitteldevonschichten liegt sodann die mächtige Dachschieferfolge der Orthocerasschiefer mit zahlreichen Einschaltungen von lagerhaften Grünsteinen, die nicht nur das Westende der Mitteldevon-Mulde rings umgiebt, sondern auch an deren Nordrande ein schmales, sich bis Balduinstein erstreckendes Band zwischen den mitteldevonischen Schalstein- und Coblenzschichten bildet. Die Oberen Coblenzschichten bestehen überwiegend aus milden Grauwackenschiefern, die nicht selten in reinen Thon- oder auch (beim Ausgange des Rupbachthales) in Dachschiefer übergehen, während compaktere Grauwacken selten sind; die Unteren Coblenzschichten dagegen bestehen überwiegend aus solchen letzteren. Quarzite, die in diesem Niveau anderweitig sehr entwickelt sind, fehlen im Gebiete unseres Kärtchens vollständig. Der unteren Grenze der Unteren Coblenzschichten oder vielleicht auch dem obersten Theil der Hunsrückschiefer gehören ein paar Züge der merkwürdigen, sericit- und feldspathführenden Porphyroidgesteine an. Sowohl in den Oberen als auch in den Unteren Coblenzschichten wurden an mehreren Stellen charakteristische Versteinerungen beobachtet, die weiter unten am be-

treffenden Orte genannt werden sollen. Das älteste im Bereiche unserer Karte entwickelte Glied des Unterdevons bildet der Hunsrückschiefer, der hier, wie auch in weiterer Umgebung, ein mächtiges, verhältnissmässig sehr reines Thonschiefersystem darstellt.

Zur Vervollständigung dieses kurzen Ueberblicks über die geologische Zusammensetzung der Gegend sei endlich noch auf das Vorkommen einiger grösserer Basaltkuppen, sowie auf die tertiären Geröll- und Sandablagerungen und die diluvialen Schotter- und Lehmbildungen hingewiesen, welche letztere auf den Plateaus überall eine mehr oder minder mächtige, noch heutzutage weit ausgedehnte und ehemals jedenfalls fast ohne Unterbrechung über die ganze Gegend verbreitete Decke bilden.

Von grosser Wichtigkeit für das Verständniss der geologischen Verhältnisse der Gegend ist die Auffindung einer grossen, im W. des Rupbachthales verlaufenden Verwerfung geworden. Diese Bruchlinie, die sich mit nordwestlichem Streichen aus der Gegend von Katzenellnbogen bis über Holzappel hinaus hat verfolgen lassen und welche beim erstgenannten Orte den langen, aus Taunusquarzit bestehenden Rücken der Weisseler Höhe und Ringmauer abschneidet, bei der letztgenannten Bergstadt dagegen dem bekannten, von hier aus über den Rhein bis weit in den Hunsrück fortsetzenden Holzappeler Gangzug ein Ende zu setzen scheint, bildet auch die Westgrenze der beiden Specialmulden von Katzenellnbogen und Balduinstein. Beide Mulden setzen in voller Breite an jener Spalte ab, in deren Westen durchweg ältere Gesteine, nämlich Taunusquarzit (an der Weisseler Höhe *Spirifer primaevus*, *Rensselaeria crassicosta*, *Avicula capuliformis*), Hunsrückschiefer und Untere Coblenzschichten (im Thal der »verbotenen Hecke« westlich vom Oberen Rupbachthal und südlich von der Ruine Brunnenburg *Strophomena laticosta*, *Rhodocrinus gonatodes*, *Pleurodictyum*) herrschen, als im Osten. Besonders deutlich tritt dieses Abschneiden bei der Balduinsteiner Mulde durch das plötzliche Aufhören der zahlreichen, z. Th. sehr mächtigen, dem Orthocerasschiefer eingeschalteten Grünsteinlager hervor.

Wie die Orthocerasschiefer auf diese Weise im W. durch eine Bruchlinie begrenzt werden, so ist dies auch im O. der Fall,

und zwar hier durch eine kleinere, östlich Balduinstein liegende, gleichfalls nordwestlich streichende Dislokation. Das ganze Vorkommen liegt somit zwischen zwei parallelen Verwerfungen.

Wir wenden uns nun der genaueren Betrachtung des Orthocerasschiefers selbst zu, und zwar wollen wir zuerst die im Rupbachthale, dann die zwischen diesem und Balduinstein liegende Partie ins Auge fassen.

1. Die Orthocerasschiefer des Rupbachthales.

Die Orthocerasschiefer treten im Rupbachthale in zwei getrennten Zügen auf: einem breiteren nördlichen, der von der Mündung des Thales bis zum Trennungspunkte des (nach SO. gehenden) Wasenbacher Thales von dem (nach S. gerichteten) Oberen Rupbachthal reicht, und einem schmäleren südlichen, welcher im Wasenbacher Thal liegt und über den Biebricher Kopf bis ins Obere Rupbachthal reicht. Zwischen beiden Zügen treten Grauwackenschiefer der Oberen Coblenzstufe auf.

Dass der **nördliche Hauptzug** eine Mulde darstellt, lässt ein Blick auf die Karte sofort mit aller Bestimmtheit erkennen. Bei der Gasteiersmühle, wo Schalsteine und Diabase, die mit denen von Steinsberg und Balduinstein in unmittelbarem Zusammenhang stehen, bis ins Rupbachthal hinein und in einem sehr schmalen Streifen sogar noch über dasselbe hinausreichen, muss die Mitte dieser Mulde liegen. Die nördlich von hier bis zum Ausgange des Rupbachthales anstehenden Schichten würden dann als Nordflügel, die südlich liegenden bis in die Nähe der Fritzenmühle als Südflügel der Mulde anzusehen sein.

Ich habe aber noch eine besondere Beobachtung gemacht, aus welcher sich der ursprünglich normal muldenförmige Bau des in Rede stehenden Schieferzuges ergiebt. Während nämlich die Schichtenneigung im Rupbachthale, wie in der ganzen Gegend überhaupt, fast ausnahmslos nach S. (SO.) geht, so sind am Südrande unserer Mulde noch allenthalben Spuren eines ehemaligen Nordfallens vorhanden. Die ersten Andeutungen dieses von den früheren Beobachtern nicht erwähnten abweichenden Fallens beobachtet man, das Rupbachthal aufwärts kommend, an der Biegung

der Chaussee kaum 100 Schritt unterhalb der Petersmühle. Die Schieferung fällt hier zwar, wie im ganzen Rupbachthale, steil nach S. ein; daneben aber erkennt man noch eine flach nach N. geneigte, die Schieferung unter grossem Winkel durchschneidende Bänderung des Gesteins, und ebenso zeigt auch ein in geringer Höhe über der Chaussee anstehendes Diabaslager (welches ebenfalls eine nach S. gerichtete Schieferung besitzt) flaches Nordfallen, wie dies durch die folgende Skizze veranschaulicht wird:

Fig. 1.

Folgt man der Chaussee weiter aufwärts, so fallen zwar zunächst — und zwar etwa bis zur Brücke, mit welcher die Chaussee den Rupbach überschreitet — Schichtung und Schieferung wieder zusammen, jedenfalls in Folge einer lokalen Umbiegung der Schichten im Fallen; weiter thalaufwärts aber, an der Grube Oscar, macht sich wieder ein deutliches Nordfallen geltend, durch dessen Kreuzung mit der nach S. gehenden Schieferung die Schiefer dieser Grube, ebenso wie die der gegenüberliegenden Grube Langscheid, ein sehr auffälliges gestreiftes bis gebändertes Ansehen erhalten. Dieses, sowie auch die Thatsache, dass die hier zahlreich vorkommenden verkiesten Goniatiten, die doch ursprünglich jedenfalls meist parallel der Schichtung eingebettet

wurden, jetzt fast immer mit dem Rücken aus den Schieferplatten hervorragen, beweist, dass die Schieferung hier eine sekundäre sein muss. Auch an anderen Punkten am Südrande der Mulde kann man ähnliche Beobachtungen machen; so südsüdöstlich von Steinsberg, auf der Nordseite der oberhalb der Fritzenmühle ins Wasenbacher Thal mündenden Schlucht, wo ein durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossenes Lager von Diabasmandelstein neben einer mit 75^0 nach S. gerichteten Schieferung in der Lage der Mandeln und einzelner hellerer, schlierenförmiger Bänder noch deutliche Spuren des ehemaligen Nordfallens bewahrt hat.

Der muldenförmige Bau des in das vordere Rupbachthal fallenden Zuges von Orthocerasschiefer kann damit als erwiesen gelten und ich gehe nun zur genaueren Betrachtung der Zusammensetzung der beiden Muldenflügel über.

Besucht man, wie dies gewöhnlich zu geschehen pflegt, das Rupbachthal von Laurenburg aus, so sieht man auf dem etwa 20 Minuten weiten Wege von der Bahnstation bis zum Anfang des Thales zunächst ziemlich reine, nur hie und da Bänke von grauem Quarzit oder Grauwackensandstein einschliessende Thonschiefer, die längs der Fahrstrasse recht gut entblösst sind. Der petrographische Charakter dieser Schiefer, ihre Versteinerungsfreiheit sowie ihr Zusammenhang mit den lahnabwärts sehr verbreiteten, noch mehr dachschieferartigen Thonschiefern, die wohl unzweifelhaft der Stufe der Hunsrückschiefer angehören, macht auch für die in Rede stehenden Schiefer ein gleiches Alter wahrscheinlich. Jenseits der grossen Verwerfung wird der Gesteinscharakter ein etwas anderer: die Schiefer werden unreiner und es stellen sich zahlreichere Grauwackenbänke ein, die hie und da Versteinerungen einschliessen. So wurden in der von der Verwerfung durchschnittenen Schlucht südlich der Chaussee Crinoidenstielglieder und *Spirifer paradoxus*, auf dem gegenüberliegenden Lahnufer derselbe *Spirifer*, *Meganteris* sp., *Grammysia*, *Orthis* conf. *circularis* und andere Reste gefunden. Nach alledem ist es sehr wahrscheinlich, dass wir uns hier in den Unteren Coblenzschichten Koch's befinden.

In der Nähe der Ausmündung des Rupbachthales gehen die beschriebenen Schichten allmählich wieder in reinere, milde, im angewitterten Zustande gelblichgraue Thonschiefer über. Man erkennt in denselben vielfach, so namentlich dicht vor der Mündung des Rupbachthales, Spuren von Versteinerungen. Dieselben sind hier indess sehr verdrückt und schwer aus dem Gestein herauszulösen. Dagegen liegt ein sehr guter Versteinerungsfundpunkt ein paar hundert Fuss über der Chaussee, an dem von der Justusmühle nach Gutenacker führenden Wege, an der Thalecke, da, wo sich auf der Karte das Versteinerungszeichen befindet. Es ist das die Stelle, wo schon MAURER und KOCH gesammelt haben [1]. Die milden, gelblichen, hie und da Knollen von unreinem Kalk einschliessenden Schiefer sind hier sehr reich an Versteinerungen, die zuweilen noch ihre Kalkschale besitzen, indess ebenfalls immer mehr oder weniger stark verdrückt sind. Ich selbst habe hier wiederholt gesammelt und folgende Versteinerungen gefunden:

Atrypa reticularis L., in sehr zahlreichen grossen Exemplaren
Rhynchonella Orbignyana VERN., ebenfalls sehr häufig und typisch, mit stark entwickelter Furchung des Sattels
Phacops fecundus BARR. (*latifrons* bei MAURER u. KOCH) [2]
Fenestella sp., sehr häufig
Chonetes dilatata F. ROEM., sehr gross werdend
Chonetes sp., eine ziemlich grosse, dickrippige Form
Spirifer aculeatus SCHNUR [2]
» *paradoxus* SCHL., nicht selten, in sehr grossen, langgeflügelten Exemplaren
Cypricardinia crenistria SANDB.
Strophomena rhomboidalis WAHL.
Streptorhynchus umbraculum SCHL.
Petraja sp.

[1]) N. Jahrb. f. Mineralogie 1876, S. 815. Ibid. Beilageband I, 1880, S. 83. Jahrbuch d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1880, S. 223 ff.

[2]) Vergl. den palaeontolog. Anhang.

Pleurodictyum sp. sp., eine kleine Form mit einigen wenigen, breiten Zellen, und eine andere, ebenfalls kleine, mit zahlreichen sehr schmalen Zellen [1])
Cryphaeus sp.
Proetus? sp.
Pterinea sp.
Spirifer speciosus Schl.?

Ausserdem finden sich seltener:

Pentamerus Heberti Oehl. [2])
Cyrtina heteroclita Defr.
Orthis hysterita Gmel. (*vulvaria* Schl.)
Rhynchonella daleidensis F. Roem.
Orthoceras planiseptatum Sandb.
Microcyclus sp.
Panenka bellistriata Kays. [2])

Maurer giebt von hier noch an:

Spirifer curvatus Schl.

Wesentlich dieselben Versteinerungen finden sich auch auf der Dachschiefergrube Schöne Aussicht, welche gleich hinter der Thalecke auf der linken Seite des Rupbachthales liegt und auf der unterirdischen Fortsetzung derselben Schichten baut, welche an der oben besprochenen Fundstelle zu Tage ausgehen. Die ehemals Koch'sche Sammlung enthält aus den schwarzblauen Schiefern dieser Grube folgende Reste:

Spirifer paradoxus Schl. (= *speciosus* Koch). Die obengenannte langflügelige Form, in zahlreichen sehr grossen Exemplaren
Phacops fecundus Barr., häufig in grossen Exemplaren
Cryphaeus conf. *rotundifrons* Emmr. [2]), in zahlreichen sehr grossen Individuen
Cryphaeus Kochi Kays. [2]), in grossen Individuen

---

[1]) Die letztere ist abgebildet auf Taf. III, Fig. 1.
[2]) Vergl. den palaeontolog. Anhang.

Acidaspis sp., unbestimmbare Reste einer grossen Art
Fenestella sp.
Petraja? sp.
Pleurodictyum sp.
Rhynchonella Orbignyana VERN.
Spirifer aculeatus SCHNUR
Atrypa reticularis LINN.
Streptorhynchus conf. *umbraculum* SCHL.
Chonetes sp., die oben erwähnte grobrippige Form.

Aus den oberen, an der Grenze mit dem Schieferlager der Grube Königsberg liegenden Schichten der Grube Schöne Aussicht giebt KOCH noch an [1]):

Bronteus cameratus MAURER.

Ein mit der KOCH'schen Sammlung nach Berlin gekommenes, von KOCH als *Br. cameratus* etikettirtes Bruchstück ist indess so unvollständig, dass selbst seine Zugehörigkeit zu *Bronteus* zweifelhaft erscheinen muss.

Es ist noch zu bemerken, dass nach Aussage der Bergleute die genannnten zahlreichen grossen Trilobiten sich vorzugsweise in den hangenden Schichten der Grube Schöne Aussicht finden.

KOCH zog, wie schon in der Einleitung bemerkt, die Schiefer der Schönen Aussicht zu seiner Oberen Coblenzstufe. MAURER dagegen nahm auf Grund des Fehlens von *Spirifer cultrijugatus* und, wie er glaubte, auch aller anderen für die Cultrijugatuszone charakteristischen Versteinerungen, ferner auf Grund der für die Oberen Coblenzschichten ganz ungewöhnlich grossen, hier vorkommenden Form von *Spirifer paradoxus*, sowie der relativen Häufigkeit von *Pleurodictyum* an, dass die betreffenden Schichten ein weit höheres Alter, etwa so hoch als die nach ihm zwischen dem Hunsrückschiefer und der Unteren Coblenzstufe KOCH's stehenden Schiefer von Oppershofen (in der Wetterau) besässen. Nun ist *Spirifer cultrijugatus* (*auriculatus* SANDB.) an der fraglichen Localität bis jetzt allerdings nicht gefunden worden; dafür sind indess andere, für das Obere Coblenzniveau sehr bezeichnende

[1]) l. c. S. 227.

Arten vorhanden, wie *Atrypa reticularis*, *Rhynch. Orbignyana*, *Sp. curvatus*, *Sp. speciosus?*, *Orth. planiseptatum*; und was den grossen, langflügeligen, vielrippigen, von Koch mit Unrecht als *speciosus* bestimmten *Spirifer paradoxus* betrifft, so habe ich selbst vor einigen Jahren bei Daleiden in der Eifel im Niveau der Oberen Coblenzschichten zahlreiche ebenso grosse Exemplare dieser Art gesammelt. Von grosser Wichtigkeit für die Altersstellung der uns beschäftigenden Schichten ist ferner *Pent. Heberti*, der, wie wir weiter unten sehen werden, sich auch an der Fritzenmühle in Schichten findet, die von Maurer selbst mit vollem Rechte für sehr jung-unterdevonisch angesprochen worden sind. Weiter darf auch auf das Vorkommen der Gattung *Microcyclus*, die hier zum ersten Male aus dem Unterdevon angeführt wird, Gewicht gelegt werden, weil dieselbe Art bei Haintchen unweit Eisenbach (südöstl. Limburg) in einem unzweifelhaft der Oberen Coblenzstufe angehörigen Schiefer (in Begleitung von *Spirifer cultrijugatus* [*auriculatus*], *Atrypa reticularis*, zahlreichen Fenestellen, *Cryphaeus*, *Phacops* etc.) auftritt. Was endlich die verhältnissmässige Häufigkeit von *Pleurodictyum* betrifft, so kann diese nicht als Beweis gegen Koch's Deutung der Schiefer der Grube Schöne Aussicht angesehen werden, da dies Fossil auch in den an der Basis des Orthocerasschiefers liegenden Schiefern bei Olkenbach häufig ist[1]) und ebenso auch noch auf Grube Königsberg vorkommt. Nach alledem darf das sehr jungunterdevonische Alter der fraglichen Schiefer als gesichert angesehen werden.

Auf die dunklen Schiefer der Grube Schöne Aussicht folgt zunächst eine Zone dunkler unbauwürdiger Schiefer, dann ein heller gefärbtes, blaugraues Dachschieferlager, welches auf den Gruben Königsberg und Mühlberg abgebaut wird. Die kalkreichen[2]), hier und da auch grössere Kalkknauern und -Linsen

[1]) Vergl. Vollmann, Die unterdevon. Schichten von Olkenbach. Verhandl. d. naturh. Ver. für Rheinl.-Westfalen 1882, S. 164.

[2]) Nach einer mir durch Herrn Bergrath Ulrich mitgetheilten, vom Chemiker Dr. Muck in Bonn ausgeführten Analyse beträgt der Gehalt des Schiefers an kohlensaurem Kalk fast $8\frac{1}{2}$ pCt.

einschliessenden Schiefer enthalten zahlreiche, stets verkalkte Versteinerungen. Die geologische Landesanstalt besitzt von Grube Königsberg folgende Formen:

Orthoceras? triangulare ARCH. VERN. häufig, in sehr grossen Exemplaren
Goniatites Wenkenbachi KOCH [1] — ein naher Verwandter von *G. lateseptatus* und *subnautilinus* — häufig
Phacops fecundus BARR.
Petraja sp.
Pleurodictyum sp.

Weniger häufig sind:

Orthoceras crassum A. ROEM., sehr gross
» ? *Jovellani* VERN. (?) [1]
Cyrtoceras ventrali-sinuatum SANDB.?
Cyrtoceras, Phragmoceras sp., verschiedene grosse Arten
Discina sp.

MAURER führt [2] von hier noch einige weitere Orthocerasarten an.

Abgesehen von den spärlichen Korallen haben wir es hier mit einer ausgesprochenen Cephalopodenfauna zu thun, die unzweifelhaft schon dem Orthocerasschiefer angehört, und auch von MAURER und KOCH diesem zugerechnet worden ist.

Das beschriebene Lager wird bedeckt von einem anderen, blassgrün gefärbten Lager, welches besonders auf der Grube Mühlberg, ausserdem aber auch auf Lahnberg und Königsberg abgebaut wird. Thierische Versteinerungen sind in diesen Schiefern, die ihre Färbung einem Sericitgehalt zu verdanken scheinen, sehr selten. Um so häufiger finden sich pflanzliche Reste. Es sind meist Ueberbleibsel von Algen, die als dunkle Flecken im Gestein in solcher Menge auftreten, dass dasselbe als förmlicher Algenschiefer bezeichnet werden könnte. Herr Bergrath ULRICH besitzt aber von hier auch ein schönes, über 3 Decimeter grosses

---

[1] Vergl. den palaeontolog. Anhang.
[2] Neues Jahrb. f. Min. etc. 1876, S. 818.

Exemplar eines, wie es scheint, sich mehrfach verzweigenden, lange, schlanke walchienähnliche Aeste bildenden Lepidodendron.

Darüber folgt weiter ein dunkelblaues Schieferlager, auf dem die Gruben Mühlberg und Lahnberg bauen [1]). Es finden sich hier vereinzelte Eisenkiesconcretionen, aber — soweit bekannt — keine Versteinerungen.

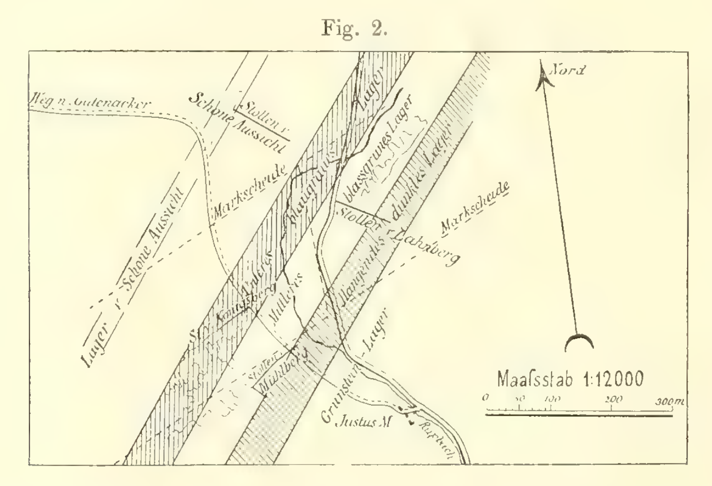
Auf die beschriebene Dachschieferzone folgt im S. ein mächtiges Lager eines grünlichgrauen, dioritischen oder porphyritischen, hornblendehaltigen Plagioklasgesteins, welches namentlich auf der Ostseite des Rupbachthales in hohen, steilen Felsklippen ansteht [2]).

Im Hangenden dieser grossen Eruptivmasse folgt, von der Justusmühle aufwärts, eine mächtige Gruppe dunkelfarbiger, mehr oder weniger dachschieferartiger Thonschiefer, in denen hie und da grössere Linsen von hellem oder dunklerem Kalkstein liegen. Versteinerungen sind mir aus dieser Schichtenfolge, speciell auch aus den Kalklinsen, bis jetzt nicht bekannt geworden.

---

[1]) Die Lage und die Abbaufelder der genannten Gruben sind aus beistehender Skizze, die ich der Güte des Herrn Ulrich verdanke, zu ersehen.

Fig. 2.



[2]) Es ist das von Schauf (Verhandl. d. naturh. Ver. für Rheinl.-Westf. 1880) mikroskopisch untersuchte und von Hilger (Neues Jahrb. f. Min. 1879, S. 128) analysirte Gestein.

Ueber der genannten Schichtenreihe trifft man weiter auf eine bis zur Gasteiersmühle anhaltende, aus Diabasmandelsteinen, Diabasschiefern, Schalsteinen und dunklen Thonschiefern bestehende Zone. Auch hier enthalten die Thonschiefer nicht selten Kalkknauern und hie und da Tentaculiten. Mit dieser Zone haben wir die Mitte der in Rede stehenden Schichtenmulde erreicht, so dass die nun folgenden Glieder bereits dem südlichen Muldenflügel angehören.

Auf diesem finden wir, nach S. fortschreitend, zunächst eine Zone dachschieferartiger Schiefer mit vereinzelten Kalknieren und zahlreichen eingeschalteten Diabasmandelsteinlagern, die etwa bis zur Petersmühle reicht.

Dann folgt die Zone von typischen Orthocerasschiefern, welche auf Grube Langscheid einen schwunghaften Dachschieferbergbau veranlasst haben. Die dunkelfarbigen, wie bereits oben hervorgehoben, in Folge von transversaler Schieferung gestreiften Schiefer schliessen eine reiche verkieste Fauna ein, der das Rupbachthal in erster Linie seine geologische Berühmtheit verdankt. Auch in diesen Schiefern fehlt es nicht an Kalkausscheidungen; bemerkenswerth ist auch das Auftreten einzelner Sericitschieferlagen zwischen den normalen dunkelblauen Schiefern.

Die häufigsten Versteinerungen auf Grube Langscheid sind:

Bactrites carinatus Mst., sehr gross werdend
Goniatites verna-rhenanus Maurer [1])
Orthoceras commutatum Gieb. (*regulare* bei Sandb.)

Nicht selten sind weiter auch:

Goniatites vittatus Kays. [1])
» *occultus* Barr. [1])
» *Jugleri* A. Roem. [1])
» *circumflexifer* Sandb.
» *angulato-striatus* Koch
» *annulatus* Maurer
Orthoceras rapiforme A. Roem.
» *planicanaliculatum* Sandb.

---

[1]) Siehe den palaeontol. Anhang.

Orthoceras planiseptatum SANDB.
» *Dannenbergi* ARCH. VERN. (*undato-lineatum* SANDB.)
» *Wissenbachense* ARCH. VERN. (*cochleiferum* SANDB.)
Bactrites Schlotheimi QUENST.
Retzia novemplicata SANDB., in einer bestimmten Schicht in zahllosen Exemplaren.

Ausserdem sind in unserer Sammlung noch vertreten:
Cyrtoceras plano-excavatum SANDB.
Phragmoceras bicarinatum SANDB.?
Orthoceras bicingulatum SANDB.?
» ? aff. *triangulare* ARCH. VERN., Bruchstücke eines jungen Exemplars
Pleurotomaria subcarinata A. ROEM.
Nucula Krachtae A. ROEM.
Spirifer linguifer SANDB.
Panenka sp. sp.
Dualina? *inflata* SANDB. [1])
» sp. sp.

Von MAURER werden endlich noch aufgeführt:
Nautilus vetustus BARR.
Nucula Krotonis A. ROEM.
und andere.

Diese Fauna ist von derjenigen der Grube Königsberg wesentlich verschieden. Während wir in den dortigen Schiefern nur den einzigen *Goniatites Wenkenbachi* antrafen, so erscheinen hier eine ganze Reihe neuer Arten, wie *G. Jugleri*, *circumflexifer*, *vittatus* etc. Die auf Königsberg so häufigen grossen Orthoceren aus der Gruppe des *triangulare* fehlen im Langscheider Schiefer so gut wie gänzlich; dafür aber finden wir eine ganze Reihe anderer Orthoceren, sowie die merkwürdigen Bactriten. *Pleurodictyum* und Korallen überhaupt haben sich bisher auf Grube Langscheid ebenso wenig gefunden wie Trilobiten; dagegen treffen wir verschiedene Brachio-

---

[1]) Siehe den palaeontol. Anhang.

poden, Gastropoden und namentlich Lamellibranchiaten an, die auf Grube Königsberg zu fehlen scheinen. Kurz, wir haben es hier offenbar mit einem sowohl der Facies als auch dem Niveau nach von demjenigen der Grube Königsberg verschiedenen Schieferlager zu thun.

An die Zone der Langscheider Schiefer schliesst sich weiter südlich die der Grube Oscar, die etwa bis zur Steinsberger Mühle reicht. Die stark gestreiften, mehrfach kleine Lager von Diabasmandelstein einschliessenden Schiefer enthalten zahlreiche verkieste Kerne von Orthoceren und Goniatiten; da aber seit längerer Zeit kein Abbau mehr stattfindet, so ist etwas Genaueres über die Fauna nicht bekannt, wie denn überhaupt von den vielen schönen Versteinerungen des Rupbachthales und von Wissenbach ohne den Dachschieferbergbau so gut wie Nichts bekannt sein würde.

Auf die Schieferzone der Grube Oscar folgen wiederum kalknierenführende Schiefer, die stellenweise zahlreiche Tentaculiten, aber keine sonstigen Versteinerungen einschliessen. Diese Schiefer reichen bis in die Nähe der Fritzenmühle und mit ihnen haben wir den Südrand der Mulde erreicht. Denn die weiter thalaufwärts auftretenden, mürben, graulichen, zahlreiche grössere Kalklinsen sowie Schnüre von kleineren Kalkknollen enthaltenden Thonschiefer sind diejenigen, in denen MAURER die Eingangs erwähnten Exemplare von *Pentamerus rhenanus* F. ROEM. mit noch erhaltener Kalkschale auffand. Ausser dieser Versteinerung, die ich Dank der Freundlichkeit des Herrn MAURER seinerzeit selbst in Händen gehabt, die sich aber seitdem trotz allen Suchens nicht wiedergefunden hat, giebt MAURER von der fraglichen Localität nur noch *Atrypa reticularis* LINN. und *Bronteus cameratus* MAUR. an[1]). Ich selbst fand hier:

Pentamerus Heberti OEHL. in zwei Exemplaren, davon eines mit noch theilweise erhaltener Kalkschale

Atrypa reticularis LINN., ziemlich häufig

Rhynchonella Orbignyana VERN., kleine, aber typische Exemplare

[1]) Neues Jahrbuch f. Min. 1876, S. 835.

Strophomena rhomboidalis Wahl.
Spirifer speciosus Schloth.?
Fenestella sp.
Monticulipora? sp.
Alveolites sp.
Phacops sp.

Das Auftreten von *Pentamerus Heberti* im Verein mit *Rh. Orbignyana, Atrypa reticularis* und *Fenestella* lässt keinen Zweifel, dass wir es hier mit den nämlichen Schichten zu thun haben, wie am Ausgange des Rupbachthales, und mit dieser Annahme steht auch die petrographische Beschaffenheit der betreffenden Schichten durchaus im Einklange.

An die Schiefer der Fritzenmühle grenzen im S. Grauwackenschiefer- und Sandsteine mit *Spirifer cultrijugatus* (*auriculatus*). Ehe wir indess zur Betrachtung dieser Schichten übergehen, wollen wir einen Rückblick auf die im Vorstehenden beschriebenen Schichtenglieder werfen.

Von N. nach S. gehend, haben wir folgende Gesteinszonen unterscheiden zu sollen geglaubt:

a. Schiefer der Grube Schöne Aussicht, zuoberst mit Trilobitenreichen Bänken.

1. Schiefer der Grube Königsberg mit grossen verkalkten Versteinerungen.
2. Helle algenreiche Schiefer der Grube Mühlberg etc.
3. Dunkle kiesführende Schiefer der Grube Mühlberg.
4. Kalknierenführende Schiefer.
5. Schalsteine und Diabase, mit Schiefern wechsellagernd.
6. Kalknierenführende Schiefer.
7. Typische Orthocerasschiefer der Grube Langscheid mit reicher verkiester Fauna.
8. Schiefer der Grube Oscar mit verkiester Fauna.
9. Kalknierenführende Tentaculitenschiefer.

b. Graue Schiefer der Fritzenmühle.

Versucht man sich Rechenschaft zu geben, welche von diesen Gliedern als correspondirende Theile beider Muldenflügel anzusehen sind, so hat man davon auszugehen, dass die Mitte der Mulde von

5., ihre Unterlage aber von den als gleichwerthig zu betrachtenden Gliedern *a.* und *b.* gebildet wird. In diesem Falle muss 1., der Schiefer von Königsberg, auf dem Südflügel ein Aequivalent im Gliede 9. haben. Diese Parallelisirung kann trotz des Fehlens der Königsberger Fauna auf dem Südflügel auf keine wesentliche Schwierigkeit stossen, da jenes Fehlen sehr wohl nur ein scheinbares sein und damit zusammenhängen kann, dass das Glied 9. nicht Gegenstand des Bergbaues ist, wie 1. Schwieriger ist es, auf dem Nordflügel der Mulde ein Aequivalent für den Langscheider Schiefer ausfindig zu machen. Am ehesten könnte man ein solches in 3. erkennen; indess bildet der völlige Mangel von Fauna auf der Grube Mühlberg eine nicht unerhebliche sich dieser Vermuthung entgegensetzende Schwierigkeit.

Wenn somit auch keine vollständige Uebereinstimmung beider Muldenflügel nachweisbar ist, so lässt sich doch andererseits ihre wesentlich ähnliche Zusammensetzung nicht verkennen. Besonders wichtig ist in dieser Hinsicht die Thatsache, dass die am Südrande der Mulde auftretenden Pentamerusschichten auch am Nordrande vorhanden sind. Diese Thatsache zeigt zugleich auf das deutlichste, dass der Pentamerushorizont älter ist als die Orthocerasschiefer. Ein anderes Resultat der obigen Betrachtungen ist, dass die dem Muldencentrum benachbarte Schieferzone der Grube Langscheid jünger sein muss, als die an der Basis der Orthocerasschiefer gelegene Zone der Grube Königsberg. Wir werden bald weitere, dieses Ergebniss bestätigende Thatsachen kennen lernen.

Wir wollen nunmehr auch den **südlichen**, vom Wasenbacher Thale durchschnittenen **Zug von Orthocerasschiefer** betrachten und nehmen zu dem Zwecke unser obiges Profil da, wo wir dasselbe verlassen haben, wieder auf. Schon in geringer Entfernung südlich von der Fritzenmühle machen die grauen kalknierenführenden Schiefer rauheren Grauwackenschiefern und Sandsteinen Platz. Maurer spricht hier von einem Nordfallen der Schichten [1]. So wenig aber auch ein solches auffallen könnte, so vermochte ich doch nirgends Anhaltspunkte für dasselbe zu

[1]) Neues Jahrbuch f. Min. 1876, S. 813, 814.

finden. Herr Maurer kann hier wohl nur durch eine ganz beschränkte, auf der rechten Thalseite, in geringer Höhe über der Thalsohle zu beobachtende Ueberstürzung der Schichtenköpfe irre geführt worden sein; denn am ganzen höheren Gehänge, namentlich auch in einem alten, im Buschwalde versteckt liegenden Steinbruche, herrscht überall entschiedenes Südfallen. Von Versteinerungen will Herr Maurer in diesen Schichten unter Anderem *Strophomena laticosta* Conr. gefunden haben [1]) und erklärt sie daher, ähnlich wie die Schiefer am Ausgange des Rupbachthales, für tief-unterdevonisch. Ich habe indess, zuletzt in Gemeinschaft mit Herrn E. Beyrich, in den fraglichen Grauwackenschiefern an verschiedenen Stellen *Spirifer cultrijugatus, paradoxus, speciosus* und *curvatus*, *Orthis hysterita* und *Atrypa reticularis* gefunden, so dass ihre Zugehörigkeit zu der Oberen Coblenzstufe Koch's nicht fraglich sein kann.

Weiter aufwärts im Wasenbacher Thale stösst man zunächst auf ein mächtiges Lager von normalem, mittel- bis grobkörnigem Diabas, der felsenmeerartig in zahlreichen kugeligen Blöcken das rechte Gehänge bedeckt. Unmittelbar hinter diesem Diabaslager tritt man in den ansehnlichen Dachschieferzug ein, auf dem die jetzt nicht mehr betriebenen Gruben Herres und Scheibelsberg bauten. Auch die Schiefer dieser Gruben sind meist transversal geschiefert und daher gestreift. Dieselben schliessen ein paar mächtige Diabaslager sowie zahlreiche Kalkknollen und -Linsen ein und sind stellenweise ganz erfüllt mit Tentaculiten. Koch hielt diese Schiefer nicht für Orthocerasschiefer, sondern rechnete sie, ähnlich wie die Schiefer der Schönen Aussicht, seiner Oberen Coblenzstufe zu [2]); man findet indess auf den Halden beider Gruben Brauneisenstein-Kerne von Orthoceren, Goniatiten und Brachiopoden, so dass ich Herrn Maurer Recht geben muss, wenn er im Gegensatz zu Koch die fraglichen Schiefer für Orthocerasschiefer anspricht [3]). Immerhin aber wäre es denkbar, dass irgendwo mitten im Orthocerasschiefer durch Faltung oder Verwerfung die Penta-

[1]) l. c.

[2]) l. c. S. 232.

[3]) Neues Jahrbuch f. Min. 1882, I, S. 32.

merusschichten der Fritzenmühle noch einmal zu Tage träten. In diesem Falle würde es erklärlich sein, dass KOCH[1]) von einem »petrefactenreichen (der Oberen Coblenzstufe angehörigen) Lager auf der rechten Thalseite, bei der Grube Herres« spricht, welches ich vergeblich gesucht habe.

Unmittelbar am Südrande der Dachschieferzone, dicht unter dem dieselbe begrenzenden Diabaslager, stehen helle grünliche Schiefer an, die reich an verschiedenen Trilobiten (*Proetus*, *Phacops* cnf. *fecundus*, *Cryphaeus*), Fenestellen und Brachiopoden — darunter auch *Atrypa reticularis* — sind und die ich daher für ein Aequivalent der Schiefer der Grube Schöne Aussicht halten möchte.

Noch weiter nach Wasenbach zu erscheinen Grauwackenschiefer mit einzelnen compacteren Grauwackenbänken, in welchen ich etwas unterhalb Wasenbach *Spirifer cultrijugatus* und *paradoxus*, *Orthis hysterita*, *Meganteris Archiaci*, *Pterinea lineata*? etc. gesammelt habe. Damit ist der Beweis geliefert, dass auch diese Schichten der Oberen Coblenzstufe angehören.

Aus dem Mitgetheilten ergiebt sich, dass auch der südliche, vom Wasenbacher Thal aufgeschlossene Zug von Orthocerasschiefer beiderseits von Schichten der Oberen Coblenzstufe begrenzt wird und demgemäss, ebenso wie der nördliche Zug, eine Mulde darstellt. Schwieriger ist es, sich über die speciellere Zusammensetzung dieser Mulde klar zu werden und dieselbe mit derjenigen der nördlichen Mulde in Einklang zu bringen. Stellen die bleichen trilobitenreichen Schiefer am Südrande der südlichen Mulde in der That ein Aequivalent der Schiefer der Grube Schöne Aussicht dar, so läge darin eine wichtige Uebereinstimmung mit den Verhältnissen der nördlichen Hauptmulde. Derartige Schichten sind indess bis jetzt nur am Südrande der Süd-Mulde nachgewiesen. Für die Beurtheilung der Zusammensetzung und etwaigen Gliederung der Schichten im Inneren dieser Mulde fehlen bis jetzt noch die erforderlichen faunistischen Anhaltspunkte.

---

[1]) l. c. S. 224 und 232.

2. Die Orthocerasschiefer zwischen dem Rupbachthal und Balduinstein.

Wie aus der Karte ersichtlich, treten die Orthocerasschiefer in der bezeichneten Gegend in Form eines nicht sehr breiten, aber trotz einiger, durch Querverwerfungen bedingten Verschiebungen ununterbrochenen, auf der Grenze zwischen Coblenzschichten und Mitteldevon liegenden Bandes auf. Wenn dieses Band nach O. zu allmählich immer schmäler wird, so hängt dies nur mit der immer steiler werdenden Schichtenstellung, aber nicht mit einer Abnahme in der Mächtigkeit der Schichtenfolge zusammen; denn auch im NO. von Balduinstein, unmittelbar vor ihrem Verschwinden, besitzen die fraglichen Schiefer — wie die hier liegenden alten Dachschiefergruben (Gnade Gottes)[1]) zeigen — noch eine recht ansehnliche Mächtigkeit, die weit entfernt ist »nur noch wenige Meter zu betragen«, wie Herr Maurer meint[2]).

Sehr auffällig ist das plötzliche vollständige Verschwinden der Schiefer im O. von Balduinstein. Ueber die Umstände, unter denen dasselbe stattfindet, ist es schwer, etwas Genaueres zu ermitteln. Der Schichtenbau ist in dieser Gegend ganz besonders stark gestört. Vermuthlich sind ausser den grösseren, auf unserer Karte verzeichneten Querverwerfungen noch weitere kleinere Dislocationen, darunter wahrscheinlich auch Ueberschiebungen vorhanden. Denn gleich im O. der Linie, an welcher die Orthocerasschiefer abschneiden, trifft man im N. des Schalsteins keine Spur mehr von den milden gelblichen Schiefern, aus denen die obersten Coblenzschichten in dieser Gegend sonst zu bestehen pflegen, und ebenso wenig eine auf jenes Niveau hinweisende Versteinerung, sondern statt dessen herrschen weithin rauhe Grauwackensandsteine, die ganz den Charakter der Unteren Coblenzschichten tragen.

Während wir oben gesehen haben, dass am Ausgange des Rupbachthales im Liegenden der Orthocerasschiefer zwar un-

[1]) Auch der Dachschiefer der Grube Gnade Gottes ist, ähnlich wie derjenige der Grube Königsberg, durch hohen Kalkgehalt (über 8 Proc.) ausgezeichnet. Vergl. Muck: Vergleichende Werthbestimmung der Dachschiefer durch die chemische Analyse, »Berggeist« No. 27, 1868.

[2]) Neues Jahrbuch f. Min. 1882, I, S. 29.

zweifelhafte Obere Coblenzschichten, jedoch ohne *Spirifer cultrijugatus* (*auriculatus*) entwickelt sind, so ist in den Schiefern und Sandsteinen, die in der Gegend von Cramberg und Balduinstein das Liegende der Orthocerasschiefer bilden, auch die genannte Leitversteinerung vorhanden. Schon Koch hat dieselbe von Balduinstein und Cramberg angeführt [1]). Namentlich unterhalb Balduinstein, auf der rechten Thalseite, da, wo der Fahrweg nach Langenscheid das Lahnthal verlässt, ist die Art in grossen, z. Th. noch mit Kalkschale versehenen Exemplaren sehr häufig. Hier sowie auf der gegenüberliegenden Thalseite, am Thalrande östlich Cramberg beobachtete ich ausserdem noch:

Cryphaeus sp.
Phacops sp.
Spirifer curvatus Schl. } in Riesenexemplaren
Orthis hysterita Gmel. }
Spirifer paradoxus Schl.
Chonetes dilatata F. Roem.
» *sarcinulata* Schl.
Rhynchonella Orbignyana Vern.
» *daleidensis* F. Roem.
Streptorhynchus umbraculum Schl.
Pterinea costata Goldf.
» *laevis* Goldf.
Grammysia conf. *Hamiltonensis* Vern.

Ueber die Zusammensetzung der Orthocerasschiefer in der in Rede stehenden Gegend geben Petrefactenfunde, die auf den früheren Schiefergruben bei Cramberg und in der Gegend von Balduinstein gemacht worden sind, Aufschluss. Beim Bau der Balduinsteiner Schleuse fanden sich grosse Orthoceren, von denen eines in der Sammlung des Herrn Bergrath Ulrich aufbewahrt wird. Ebenso besitzt Herr Ulrich auch ein grosses schönes verkalktes Exemplar von *Orthoceras triangulare*, welches bei Anlage des Cramberger Eisenbahntunnels gefunden wurde. Auch auf der ehemaligen Dachschiefergrube Gabelstein südöstl. Cramberg

[1]) l. c. S. 255.

haben sich zahlreiche grosse Exemplare von *Orthoceras triangulare* und *planiseptatum* und *Goniatites Wenkenbachi*, alle in verkalktem Zustande gefunden, von denen einige mit der KOCH'schen Sammlung in den Besitz der Landesanstalt gelangt sind. Aus diesen Mittheilungen ist ersichtlich, dass die durch die Fauna der Grube Königsberg ausgezeichnete Zone auch auf dem ganzen in Rede stehenden Zuge von Orthocerasschiefer nachweisbar ist. Dass aber auch die obere, durch die Fauna der Grube Langscheid charakterisirte Zone vorhanden sei, dafür spricht die Thatsache, dass die ehemals KOCH'sche Sammlung mehrere verkieste Exemplare von *Goniatites Jugleri* aus den alten Schiefergruben südöstlich Cramberg besitzt, sowie auch der Umstand, dass schon die Brüder SANDBERGER aus denselben Gruben eine Anzahl Versteinerungen anführen, die ausserdem nur von der Grube Langscheid bekannt sind. Es sind dies:

Goniatites circumflexifer
» *vittatus*
Bactrites carinatus
Cyrtoceras plano-excavatum
Retzia novemplicata.

Bemerkungen über die Gliederung der nassauischen Orthocerasschiefer und ihre Stellung in der devonischen Schichtenfolge.

Wie wir oben gesehen haben, lassen sich im Rupbachthale und bei Balduinstein zwei verschiedene Zonen von Orthocerasschiefer unterscheiden: eine ältere, welche durch das Auftreten grosser Formen aus der Gruppe des *Orthoceras triangulare*, von Goniatiten aus der Verwandtschaft von *subnautilinus* und *lateseptatus* sowie grosse Cyrtoceras- und Phragmocerasarten ausgezeichnet ist, und eine jüngere, welche die typische verkieste Fauna von Wissenbach mit zahlreichen Bactriten, kleineren Orthoceren und besonderen Goniatiten (darunter *Jugleri*, *circumflexifer*, *vittatus* etc.) einschliesst.

Diese Eintheilung erhält dadurch Bedeutung, dass sie sich auch auf die Schiefer von Wissenbach anwenden lässt. Ich bin

hierauf durch eine ältere Arbeit von R. LUDWIG[1]) aufmerksam geworden, in der mitgetheilt wird, dass man nach KOCH bei Wissenbach folgende Aufeinanderfolge der Schichten von oben nach unten beobachtet:

5. Schiefer mit *Goniat. Decheni* (= *Jugleri*), *G. circumflexifer*, Bactriten, verschiedenen Orthoceren.
4. Schiefer mit Korallenresten.
3. Schiefer mit *Goniat. subnautilinus* und *lateseptatus*, Nautilus-, Cyrtoceras- und Phragmoceras-Arten, *Orthoc. triangulare*, *Phacops* (wohl *fecundus*).
2. Schiefer mit *Goniat. compressus*, Orthoceren, Trochoceren.
1. Schiefer und Sandsteine mit *Cryphaeus*, *Homalonotus obtusus*.

Man ersieht daraus unschwer, dass das oberste dieser Glieder dem oberen Versteinerungsniveau des Rupbachthales, der Zone der Grube Langscheid[2]), das Glied 3. dagegen der Zone der Grube Königsberg entspricht. Was *Goniatites compressus* angeht, so fehlt er zwar im Rupbachthal nicht gänzlich; es ist mir aber nur eine einzige Angabe über sein Vorkommen daselbst (bei Steinsberg) bekannt, und diese ist zu unbestimmt, um einen Schluss auf das Lager zu erlauben, dem jene Art im Rupbachthal angehört[3]). Was aber das unterste Wissenbacher Glied betrifft, so kann es kaum zweifelhaft sein, dass dasselbe im Rupbachthal durch die trilobitenreichen Schiefer der Grube Schöne Aussicht vertreten wird. Eine wesentliche Stütze erhält diese Vermuthung noch durch die Herrn KOCH zu verdankende Auffindung von *Pentamerus rhenanus* in diesem Niveau (an der Basis der Orthocerasschiefer, über den Schichten mit *Spirifer cultrijugatus*) bei Wissenbach[4]).

---

[1]) N. Jahrbuch f. Min. 1869, S. 661.

[2]) Auch *verna-rhenanus*, die häufigste Goniatitenart der Grube Langscheid, scheint bei Wissenbach vorzukommen, und zwar auf der Grube Escheburg, woselbst auch *G. Jugleri* auftritt.

[3]) Vergl. SANDBERGER, Rhein. Schichtensyst. Nassau, S. 481, Anm. — Auch Herr Professor F. SANDBERGER selbst konnte mir leider keine genaueren Angaben über den Fundpunkt der fraglichen Versteinerung machen.

[4]) l. c. S. 232.

An den wenigen übrigen Punkten, wo bis jetzt in Nassau die Wissenbacher Fauna nachgewiesen ist, scheint nirgends eine Vermengung der Langscheider und Königsberger Fauna vorzukommen. Ich beschränke mich, in dieser Hinsicht auf die Orthocerasschiefer von der Aumühle bei Eufingen hinzuweisen, wo nach Koch[1]) *Orthoceras triangulare*, *O. crassum*, *Goniatites compressus*, *Phacops fecundus*, also lauter bezeichnende Arten des unteren Rupbacher und Wissenbacher Horizontes, aber keine solche des oberen Niveaus vorhanden sind.

Wie die Verhältnisse bei Olkenbach liegen, wo sowohl charakteristische Arten der tieferen Zone (*Gon. compressus, subnautilinus, lateseptatus*) als auch solche der oberen Zone (*G. Jugleri, vittatus, circumflexifer, verna-rhenanus*) sich finden, müssen künftige Untersuchungen lehren; so viel glaube ich indessen auf Grund eines früheren Besuches dieser Localität und der damals von einem eifrigen Sammler, Herrn Lehrer Gemmel eingezogenen Erkundigungen schon jetzt aussagen zu können, dass auch dort — übereinstimmend mit den Verhältnissen bei Wissenbach und im Rupbachthale — unter den eigentlichen Orthocerasschiefern eine besondere, durch grosse Homalonoten, *Phacops* und *Cryphaeus* und zahlreiche Pleurodictyen ausgezeichnete Zone entwickelt ist[2]).

Ich benutze die Gelegenheit, um zum Schluss noch die Frage nach der Stellung der nassauischen Orthocerasschiefer zu berühren. Bekanntlich haben über kein anderes Glied des rheinischen Devon so lange Zweifel und Unsicherheit geherrscht, wie über die Orthocerasschiefer. Die Brüder Sandberger und Herr von Dechen haben dieselben zwar schon seit den fünfziger Jahren an die obere Grenze des Unterdevon gestellt[3]); trotzdem aber fand diese Ansicht, die sich darauf stützte, dass die Orthocerasschiefer bei Wissenbach und Balduinstein zwischen den Coblenzschichten und mitteldevonischem Schalstein liegen, keineswegs allgemeinen Eingang. Vielmehr neigten bis in die neueste Zeit eine Anzahl von Gelehrten —

---

[1]) l. c. S. 236.

[2]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, S. 620.

[3]) N. Jahrb. f. Min. 1855, S. 50. Rhein. Schichtensyst. Nassau 1850—56, S. 56.

darunter auch F. ROEMER — auf Grund der eigenthümlichen, noch viele alterthümliche Züge aufweisenden Fauna der Orthocerasschiefer der Ansicht zu, dass dieselben ein weit höheres Alter besässen und wahrscheinlich an die Basis des Unterdevon zu versetzen seien. Der in dieser Beziehung herrschenden Ungewissheit machten erst die genauen Untersuchungen KOCH's ein Ende, der an der Hand zahlreicher von ihm beobachteter Profile nachwies, dass die Orthocerasschiefer überall, wo sie auftreten, über den Schichten mit *Spirifer cultrijugatus* (*auriculatus*) liegen.

Wenn auch somit die Frage nach dem alt- oder jung-unterdevonischen Alter der Schiefer von Wissenbach, Olkenbach und Balduinstein jetzt als gelöst gelten darf, so ist doch die weitere Frage, ob die genannten Schiefer mit mehr Recht dem Unter- oder dem Mitteldevon zuzurechnen seien, noch unerledigt. In neuerer Zeit ist es allgemein üblich geworden, die rheinischen Orthocerasschiefer ins Unterdevon zu stellen. In früheren Jahren herrschte darin keine solche Uebereinstimmung; vielmehr hat nicht nur R. LUDWIG [1]) — ähnlich wie A. ROEMER dies schon früher für die Wissenbacher Schiefer des Harzes gethan hatte — die rheinischen Orthocerasschiefer zum Mitteldevon gezogen, sondern auch C. KOCH hat in seiner Arbeit über die palaeozoischen Schichten der Aemter Dillenburg und Herborn [2]) es als wahrscheinlich bezeichnet, dass die fraglichen Schiefer ein Aequivalent der westfälischen Lenneschiefer darstellen möchten.

Meine ausgedehnten, im letzten Jahre ausgeführten Begehungen im Taunus und im unteren Lahngebiet haben mich zur Ueberzeugung geführt, dass diese Ansicht, obwohl KOCH dieselbe später vollständig aufgegeben hat, viel für sich hat, und zwar aus folgenden Gründen:

Am ganzen Südrande der mittel- und oberdevonischen Lahnmulde und, wie es scheint, auch im Dillenburg'schen und im hessischen Hinterlande, ist eine mächtige Folge von Thonschiefern mit untergeordneten Einlagerungen von Plattenkalken, Kiesel- und

[1]) N. Jahrbuch f. Min. 1869, S. 671.
[2]) l. c. 1859, S. 129.

Alaunschiefern entwickelt, welche früher z. Th. den Coblenzschichten, z. Th. den Orthocerasschiefern[1]), z. Th. endlich — die Kieselschiefer — dem Kulm zugerechnet worden sind. Koch sieht die ganze Schichtenfolge als mitteldevonisch, und zwar als ein Aequivalent der Eifeler Calceolaschichten an, und hat diese gewiss durchaus begründete Ansicht auch auf den Blättern der demnächst erscheinenden dritten nassauischen Lieferung der geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten zum Ausdruck gebracht. Nun erinnert aber die genannte Schichtenfolge schon äusserlich durch die grosse Reinheit ihrer vielfach als Dachschiefer entwickelten Schiefer und den fast nie fehlenden, sich im häufigen Auftreten von Kalklinsen und -Platten aussprechenden Kalkgehalt in hohem Grade an die Orthocerasschiefer. Aber auch die Fauna der fraglichen Schiefer — soweit man sie kennt — ist derjenigen der Orthocerasschiefer ähnlich, da sie (z. B. auf Grube Morgenstern bei Oberbrechen südöstlich Limburg) vorwiegend aus Cephalopoden (Goniatiten, Orthoceren, Cyrtoceren) und daneben aus Trilobiten (*Phacops*, *Harpes*), becherförmigen Einzelkorallen, vereinzelten Brachiopoden und namentlich Tentaculiten besteht, welche letztere hier oftmals in noch grösserer Anhäufung erscheinen, als im Orthocerasschiefer. Endlich aber — und darauf ist das meiste Gewicht zu legen — ist auch die stratigraphische Position der in Rede stehenden Schiefer durchaus dieselbe wie die der Orthocerasschiefer, d. h., sie treten überall über den obersten, durch *Spirifer cultrijugatus* (*auriculatus*) ausgezeichneten Coblenzschichten und unter dem typischen, in dieser Gegend meist durch Schalsteine vertretenen Mitteldevon auf. Alle diese Gründe drängen, wie mir scheint, darauf hin, die Orthocerasschiefer nur als eine besondere Ausbildungsform der Band- und Tentaculitenschiefer zu betrachten und sie demgemäss in derselben Weise zu classificiren wie diese.

Was die Fauna des Orthocerasschiefers betrifft, so lässt diese sich als ganz überwiegende Cephalopodenfauna begreiflicher Weise

---

[1]) Dies gilt von den Dachschiefern der Langhecke unweit Aumenau. Vergl. Sandberger, Rhein. Schichtensyst., Nassau, S. 482.

nur schwer mit einer der bekannten normalen cephalopodenarmen Unter- und Mitteldevonfaunen näher vergleichen. Ein seiner Zeit[1]) von den Brüdern SANDBERGER vorgenommener Vergleich ergab 8 mit dem Spiriferensandstein und 2 mit dem Mitteldevon gemeinsame Arten; nach einer etwas späteren Zusammenstellung KOCH's[2]) dagegen würden von 100 Species des (Wissenbacher?) Orthocerasschiefers 15 mit dem Spiriferensandstein und 22 mit dem Mitteldevon gemeinsam sein. Beide Zählungen beruhen indess auf älteren, der Revision bedürfenden Bestimmungen, und ich will daher nicht versuchen, sie hier zu verwerthen. Mehr Gewicht dagegen möchte ich auf die sowohl im Rupbachthale als auch bei Olkenbach beobachtete Thatsache legen, dass schon in der tiefsten, noch an der Basis der eigentlichen Orthocerasschiefer liegenden (trilobitenreichen) Dachschieferzone einzelne im Unterdevon sonst unbekannte Mitteldevonarten auftreten, wie *Kayseria lepida, Spirifer aculeatus, Orthis striatula.* Ueberblickt man die Fauna der rheinischen Orthocerasschiefer, so scheint nur ein einziges Element vorhanden zu sein, welches der Zurechnung dieser Schiefer zum Mitteldevon unter Umständen ernstliche Schwierigkeiten bereiten könnte. Es ist das die mit Recht als typisch unterdevonisch geltende Gattung *Homalonotus.* Erinnert man sich indess, dass diese Gattung bei Wissenbach und, wie es scheint, auch bei Olkenbach nur in der tiefsten, den Uebergang zu den Coblenzschichten vermittelnden Zone vorkommt, in dem typischen Orthocerasschiefer aber dort ebenso wenig vorhanden ist als im Rupbachthale, so fällt jene scheinbare Schwierigkeit weg: man braucht nur, wie KOCH dies bereits für das Rupbachthal gethan hat, die Grenze zwischen Orthocerasschiefer und Coblenzschichten so zu legen, dass sie über die genannte Trilobitenzone fällt, um die Gattung *Homalonotus* nicht mehr im Orthocerasschiefer zu haben. Andere irgend erhebliche, sich der Zurechnung der Orthocerasschiefer zum Mitteldevon in den Weg setzende faunistische Schwierigkeiten aber kenne ich nicht. Vielleicht könnte man eine solche Schwierigkeit im ver-

[1]) Rhein. Schichtensyst., Nassau, S. 484.

[2]) Palaeoz. Schicht. der Aemter Dillenburg und Herborn, S. 129.

hältnissmässig häufigen Auftreten von *Pleurodictyum* im Orthocerasschiefer finden; diese Form hat indess die Bedeutung, die man ihr früher beilegte, verloren, seitdem sie nicht allein in den belgischen und neuerdings auch in den Eifeler Calceolaschichten, sondern in einer sehr analogen Art sogar im westfälischen Kulm nachgewiesen worden ist.

Alle oben entwickelten Gründe scheinen mir dafür zu sprechen, dass die nassauischen Orthocerasschiefer beim Mitteldevon zu klassificiren sind. Wenn mir nach allen unseren heutigen Erfahrungen diese Stellung der fraglichen Schiefer sehr wahrscheinlich erscheint, so lässt sich die weitere Frage, welche Glieder in der devonischen Schichtenfolge der Eifel und Westfalens als zeitliche Aequivalente der Orthocerasschiefer zu betrachten sind, noch nicht mit genügender Sicherheit beantworten. Was einmal die westfälischen Lenneschiefer betrifft, so sind ihre Beziehungen zum Unterdevon einerseits und zu den hangenden Schichten andererseits lange nicht mehr untersucht worden. Eine genauere Kenntniss dieser Beziehungen aber, ebenso wie der Verhältnisse, unter denen der Contact von Lenne- und Orthocerasschiefern stattfindet, ist durchaus erforderlich, um die stratigraphische Stellung der Orthocerasschiefer zu den verschiedenen Gliedern des westfälischen Devon feststellen zu können. Besser als mit unserer Kenntniss der devonischen Schichten Westfalens steht es mit derjenigen der Eifel; doch werden auch hier noch genauere Untersuchungen der Grenzschichten von Unter- und Mitteldevon abzuwarten sein, ehe ein ganz sicheres Urtheil über den Parallelismus eines bestimmten Schichtengliedes mit den Orthocerasschiefern möglich ist. Alles, was ich für jetzt in dieser Beziehung sagen kann, ist das, dass auf der linken Rheinseite das letzte, bereits sehr seltene Vorkommen von *Homalonotus* in den Horizont des oolithischen Rotheisensteins zu fallen scheint — aus diesem besitzt die geologische Landesanstalt ein von der Grube Schweicher Morgenstern stammendes Pygidium —. Dürfte man auf Grund dieses letzten Vorkommens von *Homalonotus* annehmen, dass das genannte Eisensteinlager dem an der Basis der nassauischen Orthocerasschiefer liegenden, ebenfalls die letzten Homalonoten beherbergenden Trilo-

bitenhorizont gleichsteht, so würde sich daraus für die Orthocerasschiefer selbst eine Aequivalenz mit den Calceolamergeln ergeben.

Wollte man die Ergebnisse der vorstehenden Untersuchungen und Folgerungen kurz zusammenfassen, so könnte dies etwa in folgenden Sätzen geschehen:

1. Die Orthocerasschiefer lagern in der Gegend von Laurenburg und Balduinstein über den Oberen Coblenzschichten und unter mitteldevonischen Schalsteinen und bilden im Rupbachthale eine grössere und eine kleinere, durch einen Sattel von Oberen Coblenzschichten getrennte Mulde.

2. An der Basis der eigentlichen Orthocerasschiefer liegt im Rupbachthale, bei Wissenbach und, wie es scheint, auch bei Olkenbach eine trilobitenreiche, noch den Oberen Coblenzschichten zuzurechnende Schieferzone, in der grosse Pentameren (*rhenanus*, *Heberti*) und die letzten Homalonoten auftreten.

3. Im Rupbachthale und bei Cramberg lassen sich innerhalb der Orthocerasschiefer zwei verschiedene, durch besondere Goniatitenarten ausgezeichnete Zonen unterscheiden. Diese beiden Zonen sind auch bei Wissenbach und, wie es scheint, auch anderweitig vorhanden.

4. Ausser den bereits bekannten haben sich in den Orthocerasschiefern des Rupbachthales noch einige weitere interessante hercynische Typen (*Panenka*, *Dualina*) nachweisen lassen.

5. Stratigraphische, palaeontologische und petrographische Thatsachen scheinen darauf hinzuweisen, dass der nassauische Orthocerasschiefer zum Mitteldevon gehört, als Theil einer mächtigen kalkig-schiefrigen, aus verschiedenartigen Thon-, Dach-, Alaun- und Kieselschiefern und untergeordneten Kalklagern zusammengesetzten Schichtenfolge, welche im SO. des rheinischen Schiefergebirges sehr verbreitet ist und eine Parallelbildung der Calceolaschichten darstellt.

Palaeontologischer Anhang.

I. Versteinerungen aus dem Schieferlager der Grube Schöne Aussicht.

1. Phacops fecundus Barr.

— — Koch, Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1880, S. 226.
— — Maurer, N. Jahrb. f. Mineral. 1876, S. 10.

In dem hangendsten Theile der an der Mündung des Rupbachthales auf der Grenze zwischen Coblenzschichten und Orthocerasschiefer liegenden Schieferzone kommt als häufigste, sich sowohl auf der Grube Schöne Aussicht als auf Grube Königsberg findende Versteinerung eine grosse, bis 10 Centimeter lang werdende Phacopsart vor. Die meisten Exemplare sind leider flach gedrückt und stark verzerrt, so dass es nur an der Hand eines so reichen Materials, wie es mir vorliegt, gelingt, ein einigermaassen vollständiges Bild unserer Art zu erlangen.

Das Kopfschild ist an der Stirn ein wenig zugespitzt und besitzt auf jeder Seite der Glabella drei Seitenfurchen, die indess nur an den verhältnissmässig selten vorkommenden verkalkten Exemplaren wahrnehmbar sind. Die Augen sind gross, reichen weit zurück und erheben sich nicht über das Niveau der Glabella. Am Rumpf fällt die oft ziemlich starke knotenförmige Anschwellung der Axenringe an beiden Enden auf. Das Schwanzschild ist hinten abgestutzt und zugleich in der Mitte etwas eingebuchtet. Die stark entwickelten Seitenrippen sind — wie zwei Exemplare des Universitätsmuseums zeigen — durch eine Furche getheilt.

Aus Obigem ergiebt sich, das unser Phacops nicht mit der gewöhnlichen Art des Mitteldevon, dem sogenannten *Ph. latifrons* vereinigt werden darf, sondern zum böhmischen *Ph. fecundus*

gehört, der sich von *latifrons* eben durch die genannten Merkmale unterscheidet, unter welchen ich einen besonderen Werth auf die Furchung der Glabella und der Seitenrippen des Pygidiums legen möchte.

Schon in früheren Arbeiten habe ich hervorgehoben, dass die von älteren Autoren als *Ph. latifrons* aufgeführte kleine Form von Wissenbach sowie diejenige aus dem Hercynkalk von Greifenstein und Bicken zu *fecundus* gehöre. Aber auch die Form aus dem Dachschiefer von Niedererbach unweit Hadamar und von Olkenbach gehört zu *fecundus*, und ebendasselbe gilt von drei schönen, mir von Daleiden vorliegenden Steinkernen, an deren einem die charakteristischen Seitenfurchen der Glabella in aller Deutlichkeit zu erkennen sind, sowie von zwei Exemplaren aus den Oberen Coblenzschichten von Braubach. Ich bin daher jetzt der Ansicht, dass nicht nur die gewöhnliche Phacopsart des Orthocerrasschiefers, sondern auch die der Oberen Coblenzstufe zu *Ph. fecundus* gehört.

Am nächsten scheint unserer rheinischen Form unter den böhmischen Abänderungen von *Ph. fecundus* Barrande's *var. degener* zu stehen. Denn nur dieser besitzt, wie die erstere, einen in seinem ganzen Verlaufe sehr deutlich entwickelten Mundsaum — bei den übrigen böhmischen Abänderungen ist derselbe in der Mitte rudimentär — und ähnlich schwach gefurchte Schwanzrippen. Bei der rheinischen Form ist die Furchung der Schwanzrippen so schwach entwickelt, dass sie nur an gut erhaltenen Schalenexemplaren oder ausgezeichneten Abdrücken zu erkennen, an Steinkernen dagegen nicht sichtbar ist.

In einer früheren Arbeit [1]) habe ich hervorgehoben, dass im Eifeler Kalk zwei ganz verschiedene Phacopsarten existiren, eine kleinere, möglicherweise durch den ganzen Eifeler Kalk hindurchgehende — die bisher als *Phac. latifrons* bezeichnete Form — und eine grössere, auf den Stringocephalenkalk beschränkte, für die ich den Namen *Eifliensis* vorgeschlagen habe. Der Hauptunter-

[1]) Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1881, S. 56.

schied beider Arten liegt darin, dass die Glabella bei der grösseren Species nicht, bei der kleineren dagegen beträchtlich über den Stirnrand vorspringt. Bei der erwähnten Gelegenheit bezeichnete ich es bereits als möglich, dass von den beiden Phacopsspecies, die BRONN schon im Jahre 1825 für die Eifel unterschied, nämlich *Schlotheimi* und *latifrons*, der erstere sich auf die weit verbreitete kleinere, der letztere dagegen auf die grössere Eifeler Localform beziehen könnte. Ich war indess damals in dieser Hinsicht noch unsicher, und sowohl darum als auch, weil ich Bedenken trug, den Namen der jetzt allgemein als *latifrons* bezeichneten Art zu ändern, machte ich den Vorschlag, die Bezeichnung *latifrons* für die jetzt so genannte Art beizubehalten, die Art des Eifeler Stringocephalenkalks dagegen mit dem Namen *Eifliensis* zu belegen. Nachdem ich aber neuerdings die Beschreibung und Abbildungen BRONN's noch einmal verglichen habe, kann ich kaum mehr daran zweifeln, dass BRONN in der That unter *latifrons* meinen *Eifliensis*, unter *Schlotheimi* aber den jetzt als *latifrons* bezeichneten Trilobiten gemeint hat. Ich sehe mich daher genöthigt, den Namen *Eifliensis* einzuziehen und durch die ältere Bezeichnung *latifrons* zu ersetzen; dann wird es aber zugleich unabweislich, auch den Namen der weitverbreiteten Mitteldevonform zu ändern: dieselbe darf fortan nicht mehr *latifrons*, sondern *Schlotheimi* heissen.

2. Cryphaeus rotundifrons EMMR.?

— — KAYSER, Abhandl. z. geol. Specialkarte v. Preussen etc. Bd. II, Heft 4, S. 34.
— — SCHLÜTER, Verh. naturhist. Ver. Rheinl.-Westf. Bd. 38, 1881, Corr. Bl. S. 144.

Zu den häufigsten Versteinerungen der Grube Schöne Aussicht gehört eine Cryphaeusform, die bis 70 Millimeter Länge und 48 Millimeter Breite erreicht. Leider aber sind die mir vorliegenden Abdrücke nicht vollständig genug, um eine ganz sichere Bestimmung zu erlauben. Die Axe unseres Trilobiten ist merklich schmäler als die Seiten. Das 20 Millimeter lange Kopfschild scheint vorn flachbogig begrenzt, die Hinterecken nicht zu Hörnern verlängert zu sein. Das 18 Millimeter lange Schwanzschild besitzt eine breitlappige, fast 5 Millimeter lange und an der Basis $3^1/_2$ Milli-

meter breite Mittelspitze, während die Seitenspitzen schlank, etwas einwärts gebogen und durch weite Zwischenräume getrennt sind und eine Länge von 20 Millimetern bei einer Breite von circa $2^1/_2$ Millimetern erreichen.

Soweit das mir vorliegende Material ein Urtheil zulässt, scheint die rupbacher Form mit der genannten Emmrich'schen Art übereinzustimmen, die bei ähnlich beschaffenem Pygidium ein an der Stirn ebenfalls flachbogig begrenztes und an den Hinterecken nicht zu Hörnern verlängertes Kopfschild besitzt. Emmrich's Originalexemplar, von dem das Berliner Universitätscabinet einen Gypsabdruck besitzt, soll aus dem Unterdevon des Westerwaldes herstammen. Ich kenne die Art in typischer Ausbildung von Daleiden, wo sie nicht selten ist.

Möglicherweise ist auch die von Oehlert vor einiger Zeit [1]) aus dem unterdevonischen Kalk von La Baconnière im Département de la Mayenne als *Cr. Jonesi* beschriebene Form mit *rotundifrons* zu identificiren.

3. Cryphaeus Kochi n. sp.

Taf. III, Fig. 6.

Aus dem Dachschiefer der Grube Schöne Aussicht liegt mir ein bis auf das Kopfschild gut erhaltener Abdruck einer, wie es scheint, noch unbeschriebenen Cryphaeusart vor. Die Form ist circa 45 Millimeter lang und 30 Millimeter breit, die Axe schmäler als die Seiten. Das reichlich 12 Millimeter lange Pygidium besitzt eine sehr breite, aber kurze Mittelspitze. Auf jeder Seite derselben liegen 5 ähnlich kurze, zackenförmige Spitzen. Auch die Pleuren laufen in analoge, aber schwächere Spitzen aus.

Durch die zackige Gestalt der breiten, sehr kurzen Spitzenanhänge erinnert unsere Art an *Cr. Abdullahi* Vern. aus dem Unterdevon des Bosporus. Bei der türkischen Art ist indess die Mittelspitze nahezu ebenso breit wie die Seitenspitzen, und darin liegt ein sofort in die Augen fallender Unterschied von unserer Art.

---

[1]) Bull. Soc. géol. de France, 3. sér., V, 1877, p. 582, t. 9, f. 2.

4. Panenka bellistriata n. sp.

Taf. II.

Zu den interessantesten Versteinerungen des Rupbachthales gehört eine prächtige grosse Cardiacee, von der ich durch Herrn Lehrer Klöss in Gutenacker zwei etwas verdrückte Steinkerne — eine isolirte rechte (die abgebildete) und eine linke Klappe — erhalten habe.

Die Muschel war, wie es scheint, gleichklappig, beide Klappen nicht sehr stark gewölbt und im Umriss der Kreisform genähert, indess doch etwas schief-oval, mit kurzem, geradem Schlossrand. Die Wirbel erheben sich ziemlich hoch über den letzteren und waren nur schwach nach vorn gekehrt. Unter denselben sieht man eine kleine Area, aber keine Spur von Zähnen. Die Länge der abgebildeten rechten Klappe beträgt etwa 50, ihre Breite etwas über 40 Millimeter. Die ganze Oberfläche ist mit einfachen, schon an der äussersten Wirbelspitze deutlich vortretenden, am Rande eine ansehnliche Stärke erhaltenden, leistenförmigen Radialrippen bedeckt, zwischen denen sich nach dem Rande zu hie und da neue Rippen einschieben. Auf der abgebildeten Klappe sind am Rande mindestens 70 Rippen vorhanden. Ihre Stärke und ihr Abstand sind etwas ungleichmässig; im Allgemeinen sind indess die flachen Zwischenräume der Rippen etwas breiter als die Rippen selbst. Ausserdem sind noch einige schwache concentrische, von Anwachszonen herrührende Querfurchen vorhanden.

Durch ihre Grösse, die anscheinende Gleichklappigkeit, die Zahnlosigkeit und die einfachen starken Rippen giebt sich unsere Art als nahe Verwandte derjenigen Formen zu erkennen, die Barrande in seinem grossen Werke über böhmische Acephalen unter der generischen Bezeichnung *Panenka* vereinigt hat. Im böhmischen Silur und Hercyn besitzen diese Formen eine ausserordentliche Entwickelung; aber auch in den hercynischen Kalken des Harzes und der Rheingegend fehlen sie nicht, und auch im normalen rheinischen Unterdevon (Hunsrückschiefer und Obere Coblenzstufe der linken Rheinseite) haben sie einige interessante, noch unbeschriebene Vertreter. Unter den bis jetzt bekannten

harzer und rheinischen Arten steht *P. bellistriata* durch ihre dichte starke Berippung bis jetzt isolirt da; unter den böhmischen Arten lassen sich ihr in dieser wie auch in anderer Hinsicht eine ganze Reihe von Formen vergleichen, ohne dass indess mit einer derselben eine vollständige Identität zu bestehen scheint.

5. Spirifer aculeatus Schnur.

— — Schnur, Brachiop. d. Eifel, 1853, p. 35, tb. 13, f. 2.

In den Schiefern der Grube Schöne Aussicht kommen nicht selten Steinkerne und Abdrücke eines kleinen kurzflügeligen Spirifer vor, der jederseits 5 kräftige, durch ebenso breite Zwischenräume getrennte Rippen besitzt. Die Schale ist mit sehr markirten zickzackförmigen Anwachsstreifen bedeckt, auf denen sich Reihen von kleinen stabförmigen Papillen erheben.

Es ist mir nur ein Spirifer bekannt, der mit dem unserigen in allen angegebenen Merkmalen übereinstimmt, nämlich Schnur's *aculeatus* aus dem Mitteldevon der Eifel. *Spirifer elegans* Stein., an dem man sonst vielleicht noch denken könnte, besitzt keine derartige Papillen und seine Rippen stehen gedrängter.

Ich habe dieselbe Art auch in einem gelblichgrauen Schiefer gefunden, welcher die Basis der Dachschiefer von Niedererbach unweit Hadamar bildet.

6. Pentamerus Heberti Oehlert.

Taf. III, Fig. 1—5.

— — Oehlert, Bull. Soc. géol. de France, 3. sér., V., 1877, p. 597, pl. 9.

Zu den seltensten Erscheinungen im rheinischen Unterdevon gehörte bis jetzt die Gattung *Pentamerus*, welche nur in einer einzigen Art, dem grossen *P. rhenanus* F. Roem. bekannt war. Um so erfreulicher war es mir daher, im vergangenen Sommer im Rupbachthale und bei Niedererbach noch eine zweite, ebenfalls sehr grosse Pentamerusart aufzufinden. Im Rupbachthale findet sich dieselbe sowohl am Ausgange des Thales, als auch über der Fritzenmühle, an derselben Stelle, wo Maurer *Pent. rhenanus* entdeckt hat. Bei Niedererbach dagegen tritt die Art in einem milden

gelblichen Schiefer auf, der das unmittelbare Liegende des dortigen Orthocerasschiefers bildet. Mit ihr zusammen kommen *Atrypa reticularis, Rhynchonella Orbignyana, Strophomena rugosa, Spirifer aculeatus, Spirifer paradoxus, Fenestella* sp., *Phacops fecundus, Cryphaeus* conf. *rotundifrons*, *Orthoceras* etc. vor, also ganz dieselbe Fauna, wie an der Mündung des Rupbachthales.

Ich habe an den drei angegebenen Stellen eine ganze Reihe von Exemplaren gesammelt. Dieselben sind indess sämmtlich isolirte, platt gedrückte Einzelklappen und mit Ausnahme eines einzigen, bei der Fritzenmühle gefundenen, noch einen Theil der Kalkschale besitzenden Exemplares Steinkerne oder Abdrücke. Ich bin daher zu meinem Bedauern nicht im Stande, eine erschöpfende Beschreibung der Muschel zu geben.

Exemplare mittlerer Grösse sind 40—45 Millimeter lang und 50—60 Millimeter breit. Dass die Art indess noch erheblich grösser werden kann, beweist das Taf. III, Fig. 1 abgebildete Individuum vom Ausgange des Rupbachthales, welches gegen 90 Millimeter lang ist.

Der Schnabel der grossen Klappe war mässig hoch, unter demselben ist bei dem einzigen mir vorliegenden Schalenexemplar eine ziemlich grosse dreieckige Stielöffnung sichtbar. Sinus und Sattel sind in der bei *Pentamerus* gewöhnlichen Weise, indess ziemlich schwach entwickelt. Oberflächlich waren beide Klappen mit 16—20 oder noch etwas mehr ziemlich breiten, starken, dachförmigen, schon an den Buckeln deutlich hervortretenden Falten bedeckt, von denen 3—4 im Sinus und 4—6 auf dem Sattel zu liegen pflegen. Die meisten Falten sind einfach; nur hie und da beobachtet man eine Theilung derselben.

Die grosse Klappe besass im Innern ein verhältnissmässig sehr kurzes Medianseptum, auf welchem sich zwei eine mässig grosse Kammer bildende Zahnstützen erhoben. Im Innern der kleinen Klappe waren zwei sich sehr nahe liegende, etwa bis zur halben Länge der Klappe hinabreichende Septen vorhanden. In der Umgebung des Schnabels ist eine starke, von den Ovarien herrührende Körnelung zu beobachten.

Eine Vergleichung der oben beschriebenen Form mit anderen devonischen Pentamerusarten führt zu folgendem Ergebniss: der mitteldevonische *P. galeatus* lässt sich mit unserer nassauischen

Form schon wegen seiner sehr viel geringeren Dimensionen nicht vergleichen. Aber auch die meisten unterdevonischen Species, von denen nur wenige eine ähnliche Grösse erreichen, zeigen keine nähere Uebereinstimmung. *P. rhenanus* weicht schon durch seine viel zahlreicheren und sehr viel feineren Rippen ab. Der böhmische und harzer *P. Sieberi* v. Buch ist kleiner und hat auf Sinus und Sattel zahlreichere, stets ungetheilt bleibende Falten. Der von Halfar aus den Grenzschichten zwischen Unter- und Mitteldevon vom Oberharze beschriebene *P. hercynicus* unterscheidet sich äusserlich durch zahlreichere schmälere Falten und innerlich durch einen sehr viel kleineren Zahnstützapparat. *P. costatus* Giebel aus dem Hercynkalk des Unterharzes ist kleiner, länger, und hat ungetheilt bleibende Falten. Der grosse *P. Oehlerti* Barrois [1]) aus spanischem Unterdevon, der sich nach Angabe des Autors auch in den Schichten mit *Sp. cultrijugatus* im Unterdevon der Ardennen und in der Bretagne findet, hat ganz ähnlich gestaltete, indess fast doppelt so zahlreiche Rippen. — Eine grosse Uebereinstimmung mit unserer nassauischen Form zeigt dagegen Oehlert's *P. Heberti* aus dem unterdevonischen Kalk von La Baconnière im Département de la Mayenne im nordwestlichen Frankreich. Das einzige bisher von dieser Art aufgefundene, verhältnissmässig kleine (35 Millimeter lange und gegen 50 Millimeter breite) Exemplar ist — ebenso wie gleich grosse Exemplare des nassauischen *Pentamerus* — erheblich breiter als lang, mit nur schwach entwickeltem Sinus und Sattel. Auf jeder Klappe liegen 15 — 20 ganz analog gestaltete, kräftige, dachförmige Falten, die nur ausnahmsweise dichotomiren und von denen 5 auf den Sattel, 4 in den Sinus fallen. Es ist mir daher wahrscheinlich, dass unser *Pentamerus* mit der französischen Art ident sei. Leider ist das Innere bei dieser letzteren noch unbekannt, und daher kann die Zusammengehörigkeit beider Formen noch nicht als völlig gesichert gelten. Sollten weitere Funde in Frankreich einen inneren Bau kennen lehren, der von dem der nassauischen Art abweicht, so würde ich für diese letztere den Namen *lodanensis* vorschlagen.

---

[1]) Terr. anc. Astur. Galice, 1882, p. 270, pl. 11.

II. Versteinerungen von der Grube Königsberg.

1. Orthoceras? Jovellani Vern.

Taf. IV, Fig. 7.

— — Bull. Soc. géol. de France, 2. sér., II, 1845, p. 461, pl. 13.
? — *rupbachense* Maurer, N. Jahrb. f. Mineral. 1876, p. 819, tb. 14, f. 2.

Es liegen vier Bruchstücke eines Orthoceras aus der Gruppe des *triangulare* vor, die ich auf die genannte Art des spanischen Unterdevon beziehen zu können glaube; leider aber sind alle vier Stücke stark verdrückt, so dass eine ganz sichere Bestimmung nicht möglich ist.

Die auszeichnenden Merkmale der Art liegen in der langsamen Breitenzunahme des Gehäuses, den überaus niedrigen Kammern, der dreiseitig-ovalen Form des Querschnitts und in der Lage des von einer blätterig-strahligen Umhüllung umgebenen Siphos in der kleinen Axe des Querschnitts, in der Mitte zwischen dessen Centrum und dem Rande der Convexseite des Gehäuses.

In allen diesen Merkmalen stimmt die Rupbacher Form gut mit der spanischen überein; nur sind bei dem einzigen von Verneuil abgebildeten, allerdings viel älteren Exemplare die Kammern noch niedriger als bei den mir vorliegenden jüngeren Stücken aus dem Rupbachthale.

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass auch Maurer's *O. rupbachense (Rupbachi)* nur auf ein abgewittertes und verdrücktes Exemplar unserer Art gegründet ist.

2. Goniatites Wenkenbachi Koch n. sp.

Taf. IV, Fig. 1—6.

— *subnautilinus* Maurer, N. Jahrb. f. Mineral. 1876, S. 817.

Zusammen mit *Orthoceras triangulare* kommt auf Grube Königsberg nicht selten ein grosser Goniatit vor, der sich früher noch häufiger auf Grube Gabelstein bei Cramberg gefunden hat, an beiden Punkten immer in verkalktem Zustande. Die geologische Landesanstalt besitzt von beiden Gruben eine grössere Anzahl von Exemplaren, so dass ich trotz des meist verdrückten Zustandes, in dem die Art angetroffen wird, ein vollständiges Bild derselben gewonnen habe.

Das bis 10 Centimeter Durchmesser erreichende, ziemlich dicke Gehäuse besteht schon bei mittelgrossen Individuen aus mindestens 5 Umgängen und hat einen weiten, offenen, aber nicht sehr tiefen Nabel. Die Windungen nehmen langsam an Dicke und Höhe zu, umfassen einander etwas mehr als zur Hälfte und sind von stark niedergedrücktem, flach nierenförmigem, meist kaum halb so hohem als breiten Querschnitt. Die Form desselben ist übrigens kleinen Schwankungen unterworfen und ändert sich auch bei demselben Individuum mit fortschreitendem Wachsthum. Aeltere Exemplare werden — ähnlich wie bei *lateseptatus* — zuletzt verhältnissmässig hochmündig. Die Seiten sind in der Mitte schwach, nach dem Rücken zu stärker gewölbt, der Rücken selbst in der Mitte etwas abgeflacht und das dadurch entstehende Band beiderseits durch eine stumpf-gerundete Kante begrenzt. Grenze zwischen Seiten- und Internfläche nicht kantig, sondern gerundet.

Die dünne, glänzende, schwarze Schale ist mit matten Anwachsstreifen bedeckt, die auf den Seiten in schwach sichelförmig gebogenen Linien verlaufen, auf dem Rücken aber tief rückwärts gewandte, breit-zungenförmige Buchten bilden.

Die Wohnkammer ist an einem mir vorliegenden Exemplar etwa einen halben Umgang lang, indess unvollständig. Die Kammerwände sind stark gebogen und stehen einander ziemlich nahe (auf einen Umgang kommen ihrer etwa 20). Die Sutur zeigt einen steil-trichterförmigen Dorsallobus, der so lang ist, dass seine Spitze bis an oder noch in den vorhergehenden Dorsallobus hineinreicht. Dorsalsattel breit. Laterallobus die ganze Breite der Seitenfläche einnehmend, von beträchtlicher Tiefe, wenn auch lange nicht so tief hinabreichend wie der Dorsallobus. Sein Externschenkel ist länger als der interne, beide stossen in winkelig gebrochener Curve zusammen. Lateralsattel mässig breit, gerundet-spitzig, sein Scheitel mit der Bauchgrenze zusammenfallend. Ein eigentlicher Bauchlobus ist nicht vorhanden; an seiner Stelle macht sich eine leichte Aufbiegung der Kammerwand bemerklich.

Durch ihre Grösse, die breite, niedergedrückte Gestalt der Windungen, den weiten, offenen Nabel und die Schalensculptur ist unsere Art mit Beyrich's *Goniat. lateseptatus* verwandt; indess unterscheidet sie sich von dieser Art durch die nicht scharfkantige,

sondern gerundete Nabelkante, das Rückenband und vor Allem durch ihre Sutur (*lateseptatus* hat so gut wie keinen Laterallobus). Durch diese letztere steht *G. Wenkenbachi G. subnautilinus* Schl. nahe. Bei diesem wird indess der Dorsallobus nie so lang, wie bei unserer Rupbacher Form, und äusserlich weicht *G. subnautilinus* durch das flachere Gehäuse, die sehr viel höheren Windungen und den erheblich schmäleren Nabel so sehr von unserer Art ab, dass eine Verwechselung nicht möglich ist. Mit kurzen Worten lässt sich daher der Rupbacher Goniatit als äusserlich mit *lateseptatus* nächstverwandt, in der Sutur dagegen *subnautilinus* nahestehend bezeichnen.

Maurer hat unsere Art zuerst beschrieben und zu *subnautilinus* gestellt. Koch dagegen hatte schon ihre Selbständigkeit erkannt und sie mit dem obigen, zu Ehren des Herrn Bergrath Wenkenbach in Weilburg gewählten Namen belegt, den ich gern beibehalten habe.

Ausserhalb der Rupbachgegend ist mir *G. Wenkenbachi* bis jetzt unbekannt.

III. Versteinerungen von der Grube Langscheid.

1. Goniatites Jugleri A. Roem.

Taf. V, Fig. 1—7.

— — A. Roemer, Harzgebirge, p. 34, pl. 9, f. 6.
— *emaciatus* Barr. Maurer, N. Jahrb. f. Mineral. 1876, S. 80.
— *Jugleri* A. Roem. Maurer, N. Jahrb. f. Mineral. 1880, II, S. 23.

Gehäuse von flach-linsenförmiger Gestalt, ganz involut, mit vollständig geschlossenem Nabel, in dessen Umgebung das Gehäuse seine grösste Dicke erreicht. Rücken bei Schalenexemplaren von schneidiger Schärfe, bei Steinkernen etwas gerundet. Seiten sehr schwach gewölbt, fast eben. Die Windungen sind im Querschnitt von pfeilförmiger Gestalt. Sie nehmen rasch an Höhe, aber nur sehr langsam an Dicke zu. Die dünne Schale war wesentlich glatt, mit matten Querstreifen, die sich zuerst schwach sichelförmig vorwärts, dann aber, in $^1/_3$ der Entfernung vom Rücken zum Nabel, stark rückwärts biegen. (Vergl. Fig. 2.)

Kammern sehr niedrig, besonders bei älteren Individuen, und in Folge dessen die Kammerwände sehr gedrängt stehend. Die Sutur zeigt einen einfachen, tief trichterförmigen Dorsallobus, dessen Schenkel zuweilen etwas ausgebuchtet erscheinen. Daran schliesst sich ein spitziger Dorsalsattel, an diesen ein breiter, tiefer, nahezu halbkreisförmiger Laterallobus. Dann folgt ein zweiter, niedrigerer, aber sonst dem dorsalen ähnlicher Lateralsattel, dessen innerer Schenkel endlich mit flacher Biegung zum Nabel verläuft und so einen zweiten, flachen halben Laterallobus bildet. — Die Form der Sutur unterliegt übrigens kleinen Schwankungen, die sich in der bald spitzeren, bald mehr gerundeten Gestalt der Sättel und in der etwas wechselnden Tiefe der Loben aussprechen. Bei den meisten Exemplaren reicht der Laterallobus erheblich weiter zurück als der Dorsallobus; doch kommen auch hiervon Abweichungen vor.

Dieser ausgezeichnete, durch seine Flachheit, den scharfkantigen Rücken und die Lobenlinie von allen ihn begleitenden Arten durchaus verschiedene Goniatit ist in den Schiefern der Grube Langscheid, und ebenso in denen der ehemaligen Grube Gabelstein bei Cramberg, nicht gerade selten und erreicht hier eine beträchtliche, bis 150 Millimeter im Durchmesser betragende Grösse. Leider sind indessen die meisten Exemplare von Langscheid stark verdrückt und zerbrochen, während mir von Wissenbach, wo die Art auf der Grube Escheburg zeitweise ziemlich häufig vorgekommen sein muss, eine grössere Anzahl vollständiger, verhältnissmässig wenig verdrückter Exemplare vorliegen. Ich habe daher neben einem kleinen Stück aus dem Rupbachthale auch ein grösseres Exemplar von Wissenbach abbilden lassen. Von Wissenbach kenne ich kein Exemplar von mehr als 100 Millimeter Durchmesser. Die meisten Individuen von dort erreichen aber nur 50—60 Millimeter Durchmesser bei circa 15 Millimeter grösster Dicke.

Ausser im Rupbachthal und bei Wissenbach kommt *Gon. Jugleri* auch bei Olkenbach vor [1]). Weiter kennt man ihn auch aus den Goslarer Schiefern des Harzes (Rammelsberg, Festenburg, Bockswieser Stollnort, mittlerer und oberer Grumbacher Teich, Lerbach),

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, S. 620 Anm.

fast überall verkiest, wie bei Wissenbach. Verkalkt dagegen kommt unsere Art im Hercynkalk des Harzes, bei Ballersbach, Bicken (hier in Bruchstücken von bedeutender Grösse) und Greifenstein und bei Hubočep in Böhmen (Zone Gg_3) vor, von welchem letzteren Punkte sie von Barrande[1]) unter der Bezeichnung *emaciatus* beschrieben worden ist.

Maassangaben einiger Exemplare.

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
Grösster Durchmesser des Gehäuses (in Millimetern)	22	32	38	50	76	57	80
Grösste Höhe des letzten Windungsstückes	14	19	22	30	44	35	45
Grösste Dicke des letzten Windungsstückes	3½	5?	6	ca. 8	ca. 11	13	16

No. 1: Rupbachthal, No. 2, 4, 5: Wissenbach, No. 3: Harz (Gosl. Schf.), No. 6, 7: Böhmen.

2. Goniatites vittatus Kays.

Taf. V, Fig. 11—17.

— *subnautilinus* Schl. var. *vittiger* Sandb., Rhein. Sch. Nassau, p. 114, pl. 11, f. 3.
— *rupbachensis* Kayser, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, p. 303.

Gehäuse in der Jugend von sehr beträchtlicher Dicke, die aber mit fortschreitendem Wachsthum sehr viel langsamer zunimmt als die Höhe, so dass ältere Exemplare von 60—80 Millimeter Durchmesser nur noch von mässiger Dicke sind. Nabel ziemlich eng, tief und steilwandig. Die Windungen umschliessen sich nicht ganz zur Hälfte und nehmen anfänglich langsam, später immer schneller an Höhe zu, während das Breitenwachsthum bis zuletzt ein sehr langsames bleibt. Ihr Querschnitt ist dementsprechend in der Jugend sehr niedrig und breit und dem von *lateseptatus* ähnlich, während er später immer höher und schlanker und zuletzt dem von *subnautilinus* ähnlich wird. Die Seiten sind in der Jugend

[1]) Syst. Sil. II, 1867, p. 43, pl. 3 u. 12.

stärker, im Alter schwach gewölbt, der Rücken immer abgeplattet und mit einem breiten, flachen Bande versehen, über dessen Mitte, wie bei so vielen nautilinen Goniatiten, eine feine, fadenförmige, erhabene Längslinie verläuft. Auf beiden Seiten dieses Rückenbandes liegt ein verhältnissmässig breiter, flach gerundeter, von zwei seichten Längsrinnen eingefasster Kiel, welcher die Grenze zwischen Seite und Rücken bildet. Beide Rinnen, namentlich aber die innere, noch auf dem Rücken selbst liegende, werden bei älteren Exemplaren allmählich undeutlicher. Der zwischen den Rinnen liegende Kiel dagegen wird mit dem Alter stärker und bildet zuletzt eine markirte Rückenkante. (Fig. 11 *a.*)

Die Sculptur besteht aus schmalen, gerundeten Querrippen, die vom Nabel aus zuerst schräg rückwärts gehen, dann aber in starkem Bogen sich vorwärts wenden, um auf dem Rückenkiel wieder plötzlich umzubiegen und mit tiefer, zungenförmiger Bucht über das Rückenband zu laufen. An einem jüngeren Individuum konnte ich eine zwei- oder sogar dreifache Gabelung der Rippen auf den Seiten beobachten. Bei jüngeren Exemplaren ist die beschriebene Sculptur, namentlich in der Umgebung des Nabels, meist deutlich ausgeprägt; mit zunehmendem Alter aber verschwindet dieselbe immer mehr, so dass man sie bei alten Individuen nur noch andeutungsweise wahrzunehmen pflegt.

Die Schale ist aus abblätternden Lagen zusammengesetzt. Eine tiefere Lage ist mit gedrängten Reihen punktförmiger, z. Th. ineinander verfliessender Grübchen bedeckt (Fig. 12). Diese Punktreihen erscheinen als sehr feine Querstreifen, die auf den Seiten flachere, auf dem Rücken aber tiefere, mit ihrer concaven Seite der Mündung zugekehrte Bogenlinien beschreiben. Eine ganz ähnlich beschaffene, tiefere Schalschicht hat Barrande bei seinem *Gon. fidelis* abgebildet [1]).

Die Kammern unserer Art sind ziemlich niedrig, die Kammerwände daher ziemlich nahestehend. Das noch vorhandene Stück der Wohnkammer ist bei den meisten mir vorliegenden Exemplaren über einen halben Umgang lang. Die Sutur zeigt einen ziemlich kurzen, trichterförmigen Dorsallobus; daran schliesst sich ein

---

[1]) Syst. Sil. Boh. II, tb. 8, f. 20.

flacher, breiter Dorsalsattel, der in einen ebenso flachen, gleichmässig gerundeten Laterallobus übergeht, dessen Innenschenkel sich in der Nähe der Bauchgrenze wieder etwas umbiegt und so einen ebenfalls flachen Lateralsattel andeutet.

Dimensionen einiger Exemplare.

	1.	2.	3.	4.	5.
Grösster Durchmesser des Gehäuses (in Millimetern)	13	22	42	52	60
Grösste Höhe des letzten Windungsstückes	5	10	22	27	30
Grösste Dicke des letzten Windungsstückes	9	14	$20\frac{1}{2}$	22	24

Der beschriebene Goniatit ist von den Brüdern Sandberger (l. c.) als var. *vittiger* zu *subnautilinus* gezogen worden. In der That wird, wie oben ausgeführt, die Gestalt der Windungen in späterem Alter derjenigen von *subnautilinus* ähnlich, so dass, zumal wenn nur Bruchstücke der letzten Windung älterer Exemplare vorliegen, eine Verwechselung mit jener Art leicht möglich ist. So hat auch Koch in seiner Sammlung diese Verwechselung begangen, und auch ich habe mich derselben früher schuldig gemacht [1]. Dennoch tritt selbst bei älteren Individuen, wenn sie einigermaassen vollständig sind, schon in dem viel engeren Nabel die Verschiedenheit von *subnautilinus* hervor; hat man aber ausser den älteren auch jüngere Exemplare, so ergiebt deren Vergleichung mit *subnautilinus* (in der sehr viel breiteren, niedergedrückten Gestalt der Röhre, dem breiten, flachen Rückenbande, den Querrippen und der noch flacheren Lobenlinie) so durchgreifende Unterschiede, dass eine Verwechselung nicht möglich ist. Unser Goniatit muss daher als eine gute, selbständige Art angesehen werden. Da der Name *vittiger* bereits durch Phillips für eine englische Carbonform vergeben war, habe ich für denselben schon vor einigen Jahren (l. s. c.) den Namen *rupbachensis* vorgeschlagen. Ich setze jetzt an dessen Stelle die Bezeichnung *vittatus*.

[1]) Abh. z. geol. Specialkarte von Preussen etc. Bd. II, Heft 4, 1878, S. 55.

Ich habe schon früher (l. c.) auf die nahe Verwandtschaft unserer Art mit Barrande's böhmischem *Gon. crispus* und dem eifeler *crispiformis* Kays. aufmerksam gemacht. Das treffliche, mir jetzt von *vittatus* vorliegende Material beweist indess, dass diese Art mit keiner der beiden anderen vereinigt werden darf, da sie von beiden durch den engeren Nabel und die rasche Höhenzunahme der Umgänge abweicht.

Gon. vittatus ist in den Schiefern der Grube Langscheid ziemlich häufig und liegt mir in einem kleinen typischen Exemplar auch von Olkenbach vor [1]). Neuerdings habe ich ihn — allerdings nur in ganz jungen Exemplaren — auch unter den Goniatiten von der Grube Escheburg bei Wissenbach erkannt, woselbst er zusammen mit *Gon. Jugleri* vorkommt. Endlich habe ich in letzter Zeit auch ein schönes mittelgrosses, verkalktes Stück aus dem Hercynkalk von Ballersbach erhalten.

3. Goniatites occultus Barr.

Taf. V, Fig. 8—10.

— — Barrande, Syst. Sil. II, 1867, p. 36, pl. 9.

— — Maurer, N. Jahrb. f. Mineral. 1876, p. 823.

Gehäuse flach scheibenförmig, mit abgeflachtem Rücken und Seiten, daher von radförmiger Gestalt. Die grösste Dicke liegt in der Umgebung des sehr engen Nabels. Windungen fast involut, langsam an Dicke, aber rasch an Höhe zunehmend, mit sehr flach gewölbten Seiten und mehr oder weniger stark abgeplattetem Rücken. Ihr Querschnitt ist schmal, aber sehr hoch, von trapezförmig-parabolischer Gestalt. Zwischen Rücken und Seiten liegt eine markirte, kielförmige Kante, unter dieser auf der Seitenfläche ein flacher, aber ziemlich breiter Kanal.

Die Schale war, wie es scheint, sehr dünn und fast glatt. Auf der Mitte des Rückens liegt eine fadenförmige, aber doch recht deutlich hervortretende Kiellinie. Ausserdem ist auf der Seitenfläche des Steinkernes bei manchen Exemplaren noch eine Reihe matter Spirallinien wahrzunehmen. Die matte Sculptur besteht aus

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, S. 620, Anm.

Querstreifen, die auf den Seiten mit flach sichelförmiger Bogenlinie nach vorn gehen, auf der Rückenkante aber sich umbiegen und mit mässig tiefen, breiten Bogen über den Rücken verlaufen.

Das noch erhaltene Stück der Wohnkammer ist bei einigen Exemplaren mehr als einen halben Umgang lang. Die Kammerwände stehen gedrängt. Die Sutur zeigt einen sehr kurzen, trichterförmigen Dorsallobus; daran schliesst sich ein enger, winkelig-gerundeter Dorsalsattel; dann folgt ein mässig tiefer, den grössten Theil der Seitenfläche einnehmender Laterallobus, dessen längerer Aussen-Schenkel durch einen nur sehr wenig gebogenen Verlauf auffällt, während der kürzere Innenschenkel sehr bald mit starker Curve zum flachen Lateralsattel umbiegt.

Dimensionen einiger Exemplare.

	Rupbachthal		Böhmen	
	1.	2.	1.	2.
Grösster Scheibendurchmesser (in Millimetern)	31	35	42	60
Grösste Höhe des letzten Windungsstückes . .	17	19	21	37
Grösste Dicke des letzten Windungsstückes . .	7	10	—	18

Dieser charakteristische Goniatit ist auf Grube Langscheid nicht selten. Maurer hat das Verdienst, ihn hier zuerst erkannt zu haben. Er hat auch eine gute Beschreibung, aber keine Abbildung der Art geliefert. Im Allgemeinen ist dieselbe durch ihre flach scheibenförmige Gestalt, die fast ebenen Seiten, den flachen Rücken, die unter diesem liegende Längsrinne, die sehr rasche Höhenzunahme der Windungen und die überaus matte Sculptur, sehr bestimmt gekennzeichnet. Trotzdem kommen Individuen mit weniger stark abgeflachtem Rücken und Seiten vor, die — besonders wenn der Nabel verdeckt ist — nicht ganz leicht von *verna-rhenanus* zu trennen sind. Ist dagegen der Nabel sichtbar, so liegt in seiner grösseren Enge ein gutes Unterscheidungsmerkmal von *verna*.

Von Wissenbach und Olkenbach, und ebenso aus den rheinischen und harzer Hercynkalken, ist *G. occultus* bis jetzt noch unbekannt. Dagegen besitzt die geologische Landesanstalt ein deutliches

Exemplar von 40 Millimetern Durchmesser, welches seinerzeit von HALFAR in den sog. Goslarer Schiefern am mittleren Grumbacher Teich nördlich Zellerfeld gefunden worden ist. (Taf. VI, Fig. 10.) In Böhmen, wo die Art als grosse Seltenheit in der BARRANDE'schen Zone Gg_3 bei Hlubočep vorkommt, werden die Individuen fast doppelt so gross wie im Rupbachthale. Davon abgesehen aber stimmt, wie schon MAURER hervorgehoben hat, die rheinische Form in allen beobachtbaren äusseren Merkmalen, wie auch in der Sutur recht gut mit der böhmischen überein.

4. Goniatites verna-rhenanus MAURER.

Taf. VI, Fig. 1—7.

Goniatites bicanaliculatus SANDB., Rhein. Sch. Nass. p. 112, tb. 11 ex parte?
» *verna-rhenanus* MAURER, N. Jahrb. f. Min. etc. 1876, p. 821, tb. 14, f. 1.
» *evexus* var. KAYSER, Abhandl. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt Bd. II, Heft 4, 1878, S. 60.

Gehäuse eine mässig dicke bis flache Scheibe bildend, mit einem ziemlich engen und tiefen, steil treppenförmig eingesenkten Nabel. Windungen erheblich höher als breit (bei Individuen mittleren Alters ungefähr $^1/_2$ so hoch als breit), von hoch hufeisenförmigem, auf der Innenseite stark eingebuchteten Querschnitt. Ihre Höhe und Breite nimmt ziemlich gleichförmig zu, indess die Höhe etwas schneller als die Breite. Ihre Involubilität beträgt durchschnittlich etwas mehr als $^2/_3$; doch kommen hierin, wie auch in der Dicke der Scheibe, kleine individuelle Schwankungen vor. Rücken und Seiten flach gerundet. Zwischen beiden liegt eine markirte, kielförmige Kante, die — wie bei vielen nautilinen Goniatiten — von zwei flachen Längsrinnen eingefasst wird. Die innere, auf dem Rücken liegende, etwas schmälere Rinne ist immer schwächer ausgebildet und verschwindet im Alter vollständig; die unter dem Rücken auf der Seite liegende, breitere, tiefere Rinne dagegen erhält sich bis ins Alter.

Die dünne Schale ist mit feinen, aber scharfen Querrippchen bedeckt, die sich auf den Seiten sichelförmig vorwärts biegen, auf der unter dem Rücken liegenden Längsrinne aber plötzlich zurückwenden, um in mässig tiefen, schuppig hervortretenden

Bogenlinien über den Rücken zu verlaufen. Mitunter treten einzelne Querrippen durch grössere Stärke vor den übrigen hervor, und zwar (an einem mir vorliegenden Individuum) jede fünfte. Auch glaubt man bisweilen eine 2—3fache Gabelung der Rippen wahrzunehmen. Die beschriebenen Sculpturen treten je nach der Erhaltung bald stärker, bald schwächer hervor, sind aber in der Regel auf dem Rücken und der Mitte der Seiten am deutlichsten, während sie unter dem Rücken und am Nabel undeutlich zu werden pflegen.

Die Sutur zeigt in typischer Weise den Charakter der nautilinen Goniatiten. Der trichterförmige Dorsallobus ist mässig breit und tief, der Dorsalsattel wohlgerundet. Laterallobus tief gebogen, fast die ganze Breite der Seitenfläche einnehmend, mit steilerem Innenschenkel, der sich erst in der Nähe der Bauchgrenze zum Lateralsattel umbiegt, so dass von diesem letzteren kaum mehr als die Hälfte auf die Seitenfläche zu liegen kommt.

Dimensionen einiger Exemplare.

	Rupbachthal										Bicken		Böhmen (*Gon. verna*)		
	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10.	1.	2.	1.	2.	3.
Grösster Scheibendurchmesser (in Millimetern) . . .	10	15	17½	22	22	30	35	47	?	55	45	70	13	44	62
Grösste Höhe des letzten Windungsstückes	5	8	9	11	11	16½	17½	23	24	26	23	38	6	20	31
Grösste Dicke des letzten Windungsstückes	5	6	8	7½	9	10	10	?	17	18	15	24	5	18	24

Die beschriebene Art ist weitaus der häufigste auf Grube Langscheid vorkommende Goniatit. Allein unsere Sammlung besitzt von demselben über 60 vollständige Exemplare in allen Alterszuständen. Auch bei Olkenbach soll die Art nach Vollmann vorhanden sein, und ebenso liegen mir einige junge Exemplare von der Grube Escheburg bei Wissenbach vor, die sehr wahrscheinlich

hierher gehören, während mir von dort noch keine ältere, in jeder Hinsicht mit den Rupbachthalern übereinstimmende Exemplare zu Gesicht gekommen sind. Weiter bewahrt die Sammlung der Landesanstalt auch einige schöne verkalkte Exemplare aus dem Hercynkalk von Bicken, die z. Th. noch um die Hälfte grösser sind, als die grössten Rupbachthaler Individuen; und endlich liegen mir auch ein paar kleine und mittelgrosse Stücke, die mit solchen aus dem Rupbachthal vollständig übereinstimmen, aus den sog. Goslarer Schiefern des Oberharzes (vom Grumbacher und Schalker Teich nördlich bez. nordöstlich Zellerfeld) vor. (Taf. VI, Fig. 8 u. 9.)

Ob die um die Kenntniss der Goniatitenfauna des nassauischen Orthocerasschiefers so verdienten Gebrüder SANDBERGER unsere Art gekannt haben, scheint zweifelhaft. Es ist möglich, dass eine kleine, von diesen Forschern Taf. 11, Fig. 5*h*—*k* ihres bekannten Werkes abgebildete Form von Cramberg auf unsere Art zu beziehen ist, wenn auch das fragliche Exemplar nach der Abbildung stärker evolut ist, als gleich grosse Exemplare aus dem Rupbachthale es zu sein pflegen; jedenfalls aber haben die genannten Autoren unseren Goniatiten nicht als selbständige Species angesehen, sondern ihn mit ihrem *G. bicanaliculatus* vereinigt, zu dem sie ausserdem auch BEYRICH's *Dannenbergi* rechneten. MAURER war der Erste, der eine genauere Beschreibung und gute Abbildung der Rupbachthaler Form gab. Derselbe verfügte indess nur über jüngere Individuen (MAURER's grösstes Exemplar besass nur 35 Millimeter Durchmesser); dennoch hat er bereits die grosse Aehnlichkeit unserer Art mit BARRANDE's *verna* wahrgenommen und auf Grund derselben für den Rupbacher Goniatiten den Namen *verna-rhenanus* vorgeschlagen. Ich selbst habe bis vor Kurzem nicht blos die Rupbacher, sondern auch die oben genannte böhmische Form als blosse Abänderungen von *G. evexus* v. BUCH betrachtet. Ein erneutes Studium des prächtigen, jetzt in meinen Händen befindlichen Materials an Goniatiten aus dem rheinischen Orthocerasschiefer und Hercynkalk hat mich aber zu einer anderen Auffassung geführt.

Ich halte es jetzt nicht mehr für statthaft, so abweichende Gestalten, wie sie früher von den Brüdern SANDBERGER unter *bicanaliculatus* und von mir selbst unter *evexus* vereinigt wurden,

zusammenzufassen. Was L. v. Buch unter seinem *evexus* gemeint hat, ist zweifelhaft, da seine Beschreibung und Abbildung ungenügend sind und sein von Pelm in der Eifel stammendes Original nicht mehr vorhanden ist. Da aber die Buch'sche Art sehr wahrscheinlich dem — bei Pelm vorherrschend entwickelten — Stringocephalenkalk angehörte, so darf man wohl annehmen, dass ihr von aussereifeler Goniatiten keine andere Form so nahe kam, als der grosse, ebenfalls dem Stringocephalenkalk angehörige Goniatit aus dem Briloner Rotheisenstein, den Archiac und Verneuil ehedem als *G. costulatus*[1]), ich selbst aber vor einer Reihe von Jahren[2]) als *evexus* beschrieben habe. Dieser stellt eine in der Jugend stark evolute, bei fortschreitendem Wachsthum aber allmählich ziemlich stark involut werdende Form dar. Der Wissenbacher *Dannenbergi* ist dem Briloner Goniatiten in der angegebenen Beziehung wie auch in der raschen Höhenzunahme der Windungen und in der Weite des Nabels recht ähnlich; dennoch bin ich unsicher geworden, ob nicht auch für diese beiden Formen eine specifische Trennung erforderlich werden wird, da *G. Dannenbergi* im Jugendzustand einen noch höheren Grad von Evolubilität, ja sich gar nicht umfassende Windungen besitzt. Von beiden genannten aber ist unser Rupbacher Goniatit dadurch verschieden, dass bei ihm schon die jüngsten Individuen stark involut und daher eng genabelt sind. In diesem Unterschiede sehe ich jetzt das wichtigste und — soweit meine Beobachtungen reichen — constanteste Merkmal zur Trennung der einander im allgemeinen Habitus und in der Skulptur so ähnlichen *G. evexus* und *Dannenbergi* einerseits und *G. verna-rhenanus* und *verna* andererseits.

Was endlich die Beziehungen von *verna-rhenanus* zum böhmischen *verna* (aus den Barrande'schen Etagen F und G) betrifft, so sind dieselben jedenfalls sehr innige. Schon die äussere Gestalt beider Formen ist eine sehr ähnliche, und dass beide auch in ihren Dimensionen nicht verschieden sind, zeigen die grossen,

[1]) Transact. geol. Soc. Lond. 2. ser., vol. VI, p. 341, tb. 26, f. 3. — 1842.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1872, p. 663, tb. 25, f. 1. — Die von mir abgebildete Form stellt eine flachere, Verneuil's *costulatus* dagegen eine dickere Abänderung dar. Auch bei Bredelar und Adorf kommen, wie bei Brilon, diese beiden Abänderungen neben einander vor.

in neuerer Zeit aufgefundenen Bickener Exemplare. Aber auch in der Lobenlinie, die nach BARRANDE[1]) bei *verna* keinen so tiefen Laterallobus beschreiben soll als bei *bicanaliculatus*, nach MAURER aber[2]) tiefer wäre als bei *verna-rhenanus*, kann ich keinen wesentlichen Unterschied beider Formen finden. Nur in der ansehnlicheren Dicke des Gehäuses und der grösseren Feinheit der Skulpturen scheint, nach BARRANDE's Abbildungen zu urtheilen, eine Abweichung des böhmischen vom rupbacher Goniatiten zu liegen. Leider habe ich noch keine Möglichkeit gehabt, böhmische Originalexemplare zu vergleichen.

5. Dualina? inflata SANDB.

Taf. III, Fig. 7.

In der Sammlung des Herrn Bergrath ULRICH in Diez befindet sich ein Exemplar eines sehr interessanten Zweischalers von der Grube Langscheid, welches der Besitzer mir in freundlichster Weise behufs Beschreibung und Abbildung zur Verfügung stellte. Schon vorher hatte Herr Professor F. SANDBERGER das Stück gesehen und darin eine noch unbeschriebene Art erkannt, die er mit dem Namen *Dualina inflata* belegte.

Die Muschel zeichnet sich in erster Linie durch eine ganz ungewöhnlich starke Ungleichklappigkeit aus: während die eine (linke?) Klappe stark gewölbt und von bauchiger Gestalt ist, so ist die andere fast eben und liegt deckelförmig auf der Hauptklappe. Ein zweites sehr auffälliges Merkmal liegt im Fehlen eines deutlichen, sich über seine Umgebung erhebenden Wirbels. Da wo derselbe liegen müsste, ist vielmehr die Klappe flach und abgeplattet, und nur aus der Lage der concentrischen Anwachsringe lässt sich die ungefähre Lage des Wirbels bestimmen. Die Länge der Muschel beträgt über 40, ihre Breite gegen 45, die grösste Dicke der gewölbten Klappe 28 Millimeter. Ihr Umriss ist unregelmässig-fünfseitig mit stark gerundeter Hinterseite und einem schwachen, stumpf-flügelförmigen, durch Ausbildung einer flachen randlichen Falte bedingten Vorsprung auf der Vorderseite.

---

[1]) Syst. Silur. Boh. vol. II, p. 42.
[2]) l. c. p. 822.

Ein kurzer gerader oder schwach gebogener(?) Schlossrand ist angedeutet, eine Area aber nicht vorhanden. Die Schale war mit zahlreichen feinen Radialstreifen bedeckt, die von schwachen concentrischen Anwachslinien durchschnitten werden.

Angesichts der ungemein starken Ungleichklappigkeit unserer Muschel, der Abplattung der Wirbelgegend und des Fehlens einer Area könnte man sich in der That geneigt fühlen, dieselbe der durch die nämlichen Merkmale ausgezeichneten Barrande'schen Gattung *Dualina* zuzurechnen. Indess finden sich unter den böhmischen Dualinen, von denen Barrande eine sehr grosse Anzahl aus dem Obersilur (Etage E) bekannt gemacht hat, nur sehr wenige so extrem ungleichklappige und eine so starke Reduction des Wirbels aufweisende Formen. Es könnte daher in Frage kommen, ob unsere Form nicht richtiger bei Barrande's Gattung *Silurina* unterzubringen sei, bei der die Abplattung und Reduction des Wirbels meist in noch viel stärkerem Maasse entwickelt ist als bei *Dualina*. Auch der ganze Habitus unserer Muschel, ihre feine Radialstreifung und die kurze einseitige Randfalte würden sehr gut mit dem übereinstimmen, was man gewöhnlich bei *Silurina* beobachtet. Wenn ich unsere Art trotzdem fraglich bei *Dualina* belasse, so geschieht dies aus dem Grunde, weil Barrande es als sehr wahrscheinlich betrachtet, dass die Silurinen, im Gegensatze zu den Dualinen, gleichklappig gewesen seien [1]).

6. Retzia novemplicata Sandb.

— — Sandberger, Rhein. Schichtensyst. Nass. p. 332, pl. 33, f. 4.

Ich habe zu der Beschreibung, welche die Brüder Sandberger von dieser Art gegeben haben, nur noch zuzufügen, dass es mir an Exemplaren von der Grube Langscheid gelungen ist, Reste der ursprünglichen Schale zu beobachten, und dass diese eine sehr deutliche Punktirung zeigt, womit die bisher noch fragliche Zugehörigkeit unserer Art zur Gattung *Retzia* erwiesen ist.

[1]) Die Frage ist noch eine offene, weil es bis jetzt noch nicht gelungen ist, Silurinen mit zusammenhängenden Klappen aufzufinden.

Das Liasvorkommen bei Eichenberg in Hessen

in Beziehung

auf allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues im Nordwesten des Thüringer Waldes.

Von Herrn **F. Moesta** in Marburg.

(Hierzu Tafel VII — X.)

Die vereinzelten Liasvorkommnisse, welche in Hessen zerstreut sich vorfinden, haben als Marksteine des ehemals zusammenhängenden Verbreitungsgebietes dieser Formation und des hieraus zu folgernden Einblickes in das Maass der stattgefundenen Abtragung des Festlandes ein besonderes Interesse.

Die bislang bekannt gewordenen Liasvorkommnisse in Niederhessen finden sich in der Reuss-Schwarzenberg'schen geologischen Uebersichtskarte bei Hebel in der Ebene von Wabern an der Main-Weser-Eisenbahn und bei Volkmarsen als Fortsetzung der Muldenbildung Neuenheerse-Borlinghausen eingetragen. Letzteres war in der Mitte der fünfziger Jahre durch Bergbau, der sich auf zwei demselben eingeschalteten, mächtigen oolithischen Eisensteinlagern bewegte, gut aufgeschlossen und ist durch v. Dechen in den Verhandlungen des naturhistorischen Vereins für die preussischen Rheinlande und Westphalen (XIII. Jahrgang, Bonn 1856) mitgetheilt worden. Auch die weitere südliche Ausbreitung, die

durch zwei Punkte bei dem Dorfe Ehringen am linken Ufer des Erpebachs kenntlich ist, findet sich dabei erwähnt. Es scheint in dieser schmalen Mulde, deren Lagerung nicht regelmässig, sondern mit Verwerfungen verbunden ist, die gesammte Schichtenreihe des Jura vertreten zu sein und im Tiefsten derselben sogar noch Hils zu lagern.

Weiter südlich, freilich etwas abweichend, aber doch in sichtbarer Beziehung zu der vorigen Längserstreckung, fand ich später eine schmale Mulde des Lias vom Dorfe Altenhasungen bis zum Basalte des Berges Burghasungen, mit einem Seitenflügel, der nördlich über die Chaussee Cassel-Wolfhagen sich in einer Terrainfalte des Bosenbergs ausbreitet und aus den Schichten der Arietenkalke zusammengesetzt ist. Die Länge dieser Mulde ist etwa $^3/_4$ geogr. Meilen und ihre durchschnittliche Breite 1000 Meter. Es mag bei diesem Vorkommen erwähnt werden, dass dasselbe vor der Epoche der Basalteruptionen räumlich noch ausgedehnter war, denn ausserhalb des westlichen Flügels finden sich im Basalte des Fetzberges, der im bunten Sandsteine liegt, zahlreiche Brocken von Liasschiefer und Kalk mit Versteinerungen eingeschlossen, die in die flüssige Masse tief eingesunken sein müssen. Der Basalt ist stellenweise ganz erfüllt von diesen Bruchstücken, die auffälliger Weise eine erkennbare Umänderung ihrer petrographischen Beschaffenheit nicht erlitten haben.

In den letzten Jahren wurde bei baulichen Fundamentarbeiten inmitten der Stadt Cassel, am sogenannten verlängerten Ständeplatze, gleichfalls Lias aufgefunden, der mit Keuperbruchstücken zusammen in eine den Röth durchsetzende Verwerfungsspalte den gleichfalls eingestürzten Muschelkalkabtheilungen eingelagert war.

Zu diesen Vorkommnissen gesellt sich ein constructiv gleich bedeutungsvolles, welches durch die Anlage des Bahnhofes Eichenberg, des Kreuzungspunktes der Berlin-Coblenzer mit der Bebra-Friedländer Eisenbahn, umfangreich aufgeschlossen worden ist.

Wenn man auch in den vorgenannten, stets unregelmässig gelagerten Formationsresten eine Gliederung der Etagen nicht verfolgen kann, so ist eine solche hier wohl erkennbar und in der-

selben ein Vergleichungsobjekt der norddeutschen Entwickelung mit der süddeutschen gegeben. Es mag von diesem Gesichtspunkte aus erwähnt werden, dass die bei Eichenberg vorhandenen Schichten bis zu Lias δ reichen, die in der Mitte der Versenkung an der Stelle, die das Bahnhofsgebäude einnimmt, sich finden. Die Ausgrabungen der Kellerräume desselben förderten zahlreiche, zum Theil sehr schöne Exemplare des *Am. magaritatus* (var. *Engelhardti*) zu Tage, die den Kern sphärosideritischer Geoden bildeten. An der Bahnböschung, welche der Front des Gebäudes gegenüberliegt, fand sich in schwarzen weichen Schiefern *Avicula papyracea* in grosser Menge, sowie *Am. geometricus* als Grenze zwischen Lias α und β und am Grunde der Böschung kamen einzelne Glieder des *Pentacrinus scalaris* vor. Im westlichen und nördlichen Theile der Kellerausgrabung fanden sich in graublauen und gelben Kalkknauern der Schiefer zahlreiche Exemplare von *Am. capricornus*, so dass das Planum der Bahn zwischen dem Stationsgebäude und der gegenüberliegenden Böschung von den Etagen γ und β eingenommen wird. Von dem Stationsgebäude bis nahe der hoch über die Bahn sich spannenden Brücke bestehen beide Böschungen aus den Schichten des oberen α, zusammengesetzt aus Schiefern und graublauen Kalken, in denen *Gryphaea arcuata* und *Am. Bucklandi* sehr häufig sind. Etwa 50 Schritt vor der Uebergangsbrücke schneidet eine in h. 11 streichende Verwerfung die Ablagerung ab und neben dieser tritt die tiefste Abtheilung von α als dunkelschwarzer Schiefer und Kalke mit Kalkspathausscheidungen und Asphalt auf Drusen und Kluftflächen hervor, in denen *Am. planorbis* häufig ist, und durch glänzende Schwefelkiesüberzüge auffällig wird.

Wie hier in h. 1 in Westen, so schneidet auch gegen Südosten die Bildung wenig entfernt vom Oberrande der Böschung an einer h. $2^1/_2$ streichenden Verwerfung ab, so dass das gesammte Vorkommen des Lias als ein durch zwei Radien begrenzter Kreisausschnitt erscheint, der im Norden den obersten Keuperschichten regelmässig aufgelagert ist und das Muldentiefste an der Stelle des Stationsgebäudes hat. Die Beamtenwohnungen stehen auf Lias γ.

Verschieden in seiner Erscheinungsweise ist von den aufgezählten bekannten und neu hinzugetretenen Liasvorkommnissen ein winziger kaum einige Quadratmeter grosser Punkt, der bei Zierenberg nördlich von Cassel im sogenannten Wassergraben, welcher mit Muschelkalk und Keuperfetzen im Röthe liegt, auftritt. Zweifellos ist dieses Vorkommniss der Einsturz in einen Erdfall, der schon vor der gegenwärtigen Thalbildung bis auf die Basis des Röthes niederbrach. Derartige antediluviale Erdfälle liegen in dieser Gegend, deren Schichtenbau flach nördlich gegen die Warburger Börde abfallend ist, in grosser Anzahl und kennzeichnen sich als Muschelkalkpunkte im Röth, die tief unter dem Niveau der an den beiderseitigen Thalgehängen ausgehenden Basis der Muschelkalkformation liegen und ihrer Erscheinung nach nicht etwa als abgerutschte Theile jener aufsteigenden Gehänge gedeutet werden können.

Sieht man von dem letztgenannten Liasvorkommniss ab, so tritt bei allen übrigen die Thatsache hervor, dass dieselben in nächster Beziehung zu sehr durchgreifenden Architekturverhältnissen des Gebirges stehen, zu Dislocationen ganzer Schichtensysteme oder starken Depressionen derselben, durch welche die jüngeren Gebirgsglieder der Erosionsthätigkeit um ein gewisses vertikales Maass entzogen wurden und unter solchen Umständen bis jetzt erhalten blieben.

Schon in dem oben citirten Aufsatze bezeichnet v. Dechen das Vorkommen bei Volkmarsen als eine Fortsetzung der Störungen, die an der Ostseite des Teutoburger Waldes thätig waren. —

Zu dieser allgemeinen Auffassung führt überhaupt das Zusammentreten geologischer Formationen verschiedenen Alters in allen den Fällen, wo eine discordante oder übergreifende Lagerung derselben ausgeschlossen ist. Dieses Verhältniss, welches in Hessen vielfach vorhanden ist, wurde bei Beginne der geologischen Detailaufnahmen speciell ins Auge gefasst und die Beobachtungen aus dem Jahre 1868, die in Gemeinschaft mit Prof. Beyrich auf Blatt Sontra und Netra ausgeführt worden, begründeten die Methode der Auffassung linearer Abschnitte im Gebirgsbaue, die nach Er-

kennung dieser Gesetzmässigkeit durch Mitarbeiter in anderen Gebieten vielorts constatirt und als maassgebend für die Architektur erkannt wurde. Das gewählte Gebiet war zu diesen Feststellungen sehr geeignet, da orographische Verhältnisse sowohl, als petrographisch unverkennbare Merkmale der in Betracht kommenden Formationsabtheilungen vorlagen. In diesem, zunächst verhältnissmässig kleinen Gebiete konnten auf Grundlage des grösseren Maassstabes und der sehr exacten geodätischen Grundlage die Störungserscheinungen als eine Erscheinung von gesetzmässiger Bedeutung erkannt werden, die, unabhängig von der Zusammensetzung der Formationen und ihrer Schichtenfolge, die Lagerung des Gebirges auf weite Erstreckung hin beherrschen oder doch maassgebend beeinflussen und als Grundzüge des Baues sich darstellen. Soweit die damaligen Untersuchungen einen Einblick in diese Verhältnisse gestatteten, sind dieselben in den Erläuterungen zu der betreffenden Kartenlieferung mitgetheilt und ist die generelle Verschiedenheit zweier, zuweilen in Wechselwirkung tretender Ursachen angedeutet worden. Da die Bezeichnung Verwerfung der bergmännischen Praxis entlehnt ist und die Vorstellung einer Schichtendislocation längs einer Linie in sich schliesst, so habe ich für die in Rede stehenden Störungserscheinungen die Bezeichnung Verwerfungszonen gebraucht, indem eine rein lineare Dislocation in diesen geologischen Darstellungen nie vorliegt, sondern stets ein mehr oder weniger breiter Streifen der Gebirgsschichten von derselben betroffen wird und selbst in den Fällen, wo die Erscheinung sich vorzugsweise in einer Linie concentrirt, begleitende Brüche sich consequent einstellen müssen.

Bevor ich die in Niederhessen aufsetzenden Bruchzonen und speciell die Verhältnisse bei Eichenberg aufführe, mögen einige auf zahlreiche Beobachtungen und theoretische Betrachtung gestützte Bemerkungen vorangehen, die für die geologisch-kartographische Darstellung die descriptive Richtschnur bilden. Es ist aus bergmännischer Praxis längst bekannt, dass Klüfte im Gebirge als Wechsel, Rücken, Gänge und Spaltenbildungen fast nie senkrecht, sondern stets mit einem Fallwinkel, der jedwede Grösse haben

kann, zur Tiefe setzen. Von letzterer hängt der Verlauf der Durchschnittslinie der Kluftebene mit der Terrainoberfläche ab. Bei senkrechtem Fallen würde dieselbe unbekümmert um die Plastik der letzteren als gerade Linie verlaufen, im andern Falle muss dieselbe bei aufsteigendem Terrain vor der Streichungsrichtung der Kluft gegen das Liegende derselben abrücken und umgekehrt, so dass der Verlauf an der Oberfläche eine Curve darstellt, die bestimmt wird durch den Fallwinkel der Kluft und die Form des Terrains. Es ist jedoch hierbei zu bemerken, dass in dem Kartenmaassstabe von 1 : 25000 erhebliche Bodenerhöhungen vorliegen müssen und die Verwerfungskluft ziemlich flach fallend sein muss, um die Abweichung von einer geraden Linie noch darstellen zu können.

Der gewundene Verlauf mancher Verwerfungen, welcher sich der Oberflächenform, als von ihr beeinflusst, scheinbar anschmiegt, ist umgekehrt in den meisten Fällen durch Anschmiegen der Formenbildung der Oberfläche an die durch die Verwerfung gegebenen Lagerungsverhältnisse entstanden, und wenn die Streichungsrichtung Schwankungen unterliegt, so gilt hierfür das alte Bergmannssprüchwort »die Gänge haben auf ihr Streichen und Fallen nicht geschworen«. Veränderungen kommen im Verlaufe von Bruchlinien von erheblicher Längserstreckung sehr häufig vor und der in die beigefügte Specialdarstellung der Lagerungsverhältnisse im Siebelsgraben zeigt eine solche $c\,d\,c_1$ mit dem Brechpunkte in d unter gleichzeitiger Umkehrung des Fallens derselben. Unter diesem Gesichtspunkte mag die Grösse des Fallwinkels unter Berücksichtigung der Terrainoberfläche zu beachten sein.

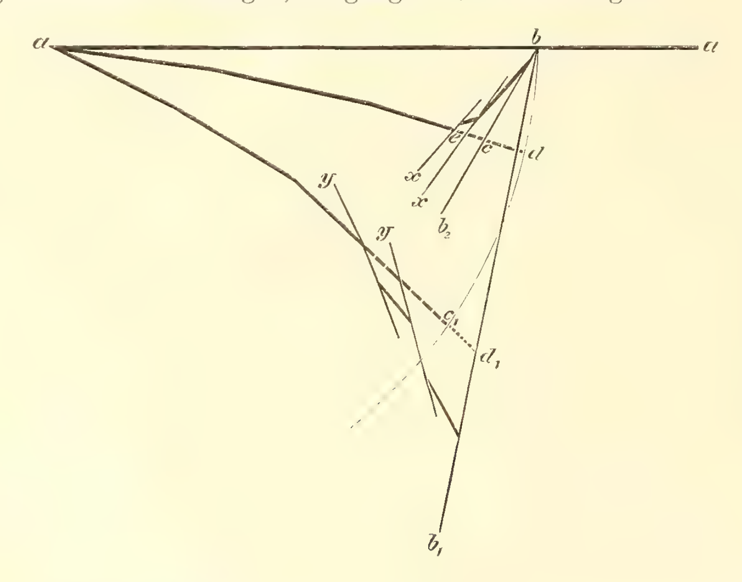
Es dürfte diese Erwägung um deswillen eine Berücksichtigung bei den geologischen Aufnahmen finden, weil sich bei Betrachtung der Versenkung einer Schicht längs einer Bruchspalte ergiebt, dass letztere eine fortlaufend geradlinige Richtung überhaupt nicht einhalten kann, sondern je nach der Sprunghöhe sich ab und zu seitlich verrücken und dass scheinbar ein zweites System von Verwerfungen in die Erscheinung treten muss, denn mit der Ursache des Sinkens bildete sich die Dislocationsspalte und da der ent-

stehenden Fläche ein kleineres oder grösseres Maass angewiesen wurde, als ihr ursprüngliches war, so musste der Ausgleich der entstandenen Flächendifferenz durch seitliche Zerreissungen des Hangenden und Accomodation der Schicht in den neu gebildeten Flächenraum erfolgen. Nur in den Fällen, wo die Schichten einen plastischen Zustand besassen und dehnbar waren, konnte dieser Ausgleich auf Kosten der Mächtigkeit geschehen. Man beobachtet dieses seitliche Abspringen denn auch nicht nur längs einzelner Verwerfungsspalten, sondern in der zonalen Dislocation, selbst in grösserem Maassstabe. In der Bruchzone Kreuzburg-Netra zeigen bei dem Dorfe Ritmannshausen die hangenden Schichten eine Aufreissung bis zum Dorfe Wolfmannsgebau in ähnlicher Weise, wie bei dem Schlosse Neuenstein im Thale der Geisa auf Blatt Raboldshausen ein ausgedehnter Bruchzug gegen Osten auf Blatt Hersfeld sich im Anschlusse an die bis zur Zechsteinformation hinabgreifende Störung von Mühlbach über Raboldshausen einstellt. Diese seitlichen Aufreissungen stehen mit der Entstehungsursache der Dislocationen nur in sofern im Zusammenhange, als sie nothwendige Folgen der letzteren sind.

In gleicher Weise stellt es sich als nothwendig dar, dass Verwerfungsspalten stets durch Parallelbrüche begleitet werden, wenn nicht Verschiebungen ganzer Schichtenkörper vorliegen. Wenn in umstehendem Schema die Schicht $a\,a$ bei b eine Zerreissung erfährt und die Verwerfungskluft $b\,b_1$ sich bildete, in Folge deren das Stück $a\,b$ bis zu d_1 einsank, so mangelte hier die Länge $c_1\,d_1$ zum Anschlusse an die Kluft und mussten zum Ausgleiche die Parallelbrüche y entstehen.

Hatte die sich bildende Kluft die Lage $b\,b_2$ und sank die Schicht ab bis zu ad ein, so fand das Stück cd keine andere Lagerung als diejenige auf den folgemässig durch die Parallelbrüche $x\,x$ entstehenden Schichtenabschnitten. Die bergmännische Praxis kennt diese Erscheinung sehr wohl und sagt, dass Verwerfungen von erheblicher Sprunghöhe meist terrassenweise erfolgen. Es ergiebt sich somit, dass Dislocationen der Schichten veränderte Raumverhältnisse im Gefolge haben, denen sich die

Schichten beim Einsinken accomodiren mussten, sei es durch Zerreissungen in sich selbst, oder durch Veränderung ihrer Flächenlage zu steilen Stellungen, Biegungen oder Knickungen.



Bei guten Aufschlüssen, wie solche der Bergbau liefert, lässt sich durch Darstellung der Schichtenoberfläche mittelst äquidistanter Horizontalen diese Accomodationslagerung descriptiv sehr deutlich darstellen und da dieselbe für die geologischen Aufnahmen in Verwerfungsgebieten alle Berücksichtigung verdient, so mag hierzu das auf Taf. VIII dargestellte Beispiel dienen. Es stellt diese Zeichnung einen bergbaulichen Theil des Kupferschieferflötzes von Richelsdorf im sogenannten Siebelsgrabensprunge dar, der sich in dem geologischen Bilde der 8. Lieferung der geologischen Specialkarte auf Blatt Hönebach östlich des Dorfes Iba, zwischen dem Burgwalde und dem Schnepfenbusche durch eine linear begrenzte Vorschiebung des bunten Sandsteins an der Oberfläche kennzeichnet. Die sich zufallenden Verwerfungen ab und cd begrenzen den eingesunkenen Gebirgstheil (-graben). Erstere wird begleitet von dem Parallelsprunge ef; letztere von zwei solchen gh und $g_1 h_1$. Der Graben setzt sich daher aus vier Terrassen zusammen, von denen die tiefste durch die Verwerfungen ef und gh einge-

schlossen wird. Die blauen Horizontalen stellen nun in Verticalabständen von je einem Lachter die Lage der Flötzschwarte dar und man gewinnt durch dieselben sofort einen Ueberblick, nicht allein über die veränderte und variirende Flächenlage der eingesunkenen Schichtenabschnitte, sondern auch der Veränderung des Streichens, denen Gebirgsschichten in ihrer Verbreitung überhaupt unterliegen. Man erkennt hier sofort, dass durch die Verwerfung *c d* das Gebirge überhaupt zum Niedersinken gebracht wurde, indem das Flötz im Reviere des Karlsstolln vom Graf Bülow über den Lindenschacht bis zum Ausgehenden am sogenannten Steingehege erheblich höher liegt, als der Theil westlich des den Graben begrenzenden Sprunges *a b*. Die Abschnitte der Stollnstrecken, welche in diesen bergbaulichen Aufschluss fallen, geben die generelle Uebersicht der Schichtenlage:

Der Siebelsstolln erreicht das Flötz auf der Horizontale + 22/23 in dem Flötztheile *c d* — *g h*, indem der Sprung $g_1\, h_1$ auf der Horizontale 15 endigt. Dieser Stolln würde, von *d* gegen *c* längs der Verwerfung aufgefahren, das Flötz im Karlsstollnrevier bei *k* erreichen. —

Das Flügelort des Karlsstolln bewegt sich auf der Horizontale *o*, während der Wolfsberger Stolln die Horizontale — 9/10 einhält, beim Graf Bülow-Schacht das Flötz anfährt und mit einem Flügelorte vom 9. Lichtloche aus unter dem Schachte »Hohe Tanne« die erste Terrasse des Grabensprunges findet und nun je nach den Sprunghöhen die übrigen längs der Verwerfungsspalten bis zu der letzten *c d* aufsucht. Den tiefsten Theil *e f* — *g h* fasste derselbe mit dem Flügelorte *x y* und fuhr bis zum Sprunge *g h*.

Da in dieser Darstellung die Terrainoberfläche in schwarzen Horizontalen gleicher Abstände und bezogen auf dasselbe Niveau wie die Flötzhorizontalen gegeben ist, so lässt sich an jedem Punkte durch Addirung beider die Tiefe ablesen, in welcher das Flötz unter Tage sich befindet.

Unter Zugrundelegung der im Vorigen entwickelten Anschauungen, die durch vielfache Beobachtungen und vergleichende Ermittelungen seit jener Zeit der ersten methodischen Darstellungen

im Gebiete von Sontra gewonnen wurden und die bekannten zahlreichen Verwerfungen im angrenzenden Bergbaureviere Richelsdorf unter eine allgemeine Erscheinung zu subsumiren gestatteten, mögen die zonal verlaufenden Depressionen, welche im Nordwesten des Thüringer Waldes das hessische Bergland betroffen haben, in allgemeiner Charakteristik mitgetheilt werden. Die seit jener Zeit zwecks Erkennung der grossen Grundzüge des Gebirgsbaues dieser Gegend ausgeführten Untersuchungen gestatten mit Bestimmtheit die Annahme, dass weitere constructiv wichtige Architekturlinien nicht vorhanden sind.

1. Bruchzone Gotha-Eichenberg.

(Vergl. Taf. VII.)

Das Vorkommen des Lias an den Seebergen bei Gotha und bei Eichenberg, südlich von Göttingen, im Kreuzungspunkte der Berlin-Coblenzer mit der Bebra-Friedländer Eisenbahn bezeichnet eine Längenerstreckung von 10 geographischen Meilen mit einer Richtung von h. $8^1/_2$. Der weitere Verlauf in südöstlicher Richtung ist noch zu ermitteln. Auch in der vorgenannten Erstreckung fehlt die specielle Feststellung des Verlaufes im mittleren Theile derselben, der nicht in einer durchgehenden geraden Linie, sondern auf einige Erstreckung hin in westlicher Parallellage zu erfolgen scheint, derart, dass die östlichen Abschnitte der Blätter Berka und Kreuzburg noch von ihr betroffen werden. Aeusserst ausgeprägt ist dieselbe von Eichenberg in südöstlicher Richtung bis zum Thale des Latterbaches bei Grossbartloff, in welcher sich die Bahn Berlin-Coblenz hinaufwindet.

Die Ausbildung ist in dem genannten Abschnitte grabenartig ausgeprägt und von Eichenberg über Fretterode bis zu dem Dorfe Wiesenfelde sehenswerth. Zwischen ersterem und dem Dorfe Gerbershausen besteht die östliche Seite dieses Versenkungsthales aus den steil aufgebauten Schichten des Unteren Muschelkalkes, die westliche aus den oberen Dolomiten der Zechsteinformation mit begleitenden Letten und Gypsen, während die Thalsohle mit Mittlerem Keuper erfüllt ist.

Bei Eichenberg endigt diese Verwerfungszone in der Weise, dass sie von der breiten über Göttingen ziehenden Depressionsfalte abgeschnitten wird. Auf diesem Zusammentreffen liegt das in dreieckiger Form eingestürzte Stück der Liasformation inmitten vielfacher Zerreissungen, die von diesem Brechpunkte aus das Gebirge bis zum Werrathale zwischen Witzenhausen bis Werleshausen in einer Breite von einer halben Meile betroffen haben.

2. Bruchzone Eisenach-Kreuzburg-Netra.

(Vergl. Taf. VII.)

Diese Depression hat eine Längsrichtung in h. 8 und ist trotz vielfacher Unregelmässigkeiten ausgeprägt einseitig mit nördlichem Fallen der Hauptverwerfung, so dass das Hangende derselben den nordöstlichen Theil bildet. Sie spaltet das von der Werra und Wohra eingeschlossene im Durchschnitt 1200 Fuss hohe Massiv des Ringgaus durch die Thalbildungen, in denen der Netrabach zur Wohra, der Iftabach oberhalb Kreuzburg zur Werra fliesst. Dieselbe wird längs der Hauptverwerfung sowohl, als parallel im Hangenden derselben von einer grossen Anzahl von Parallelbrüchen und seitlichen Absprüngen begleitet, die auf der Scheide beider Wasserläufe, namentlich intensiv im Hangenden sich darstellen. Bei Eisenach liegt auf derselben das bekannte Vorkommen des Lias am Mosenberge, von dem in südöstlicher Richtung alsbald die unmittelbare Anlehnung an das ältere Gebirge des Thüringer Waldes stattfindet.

Im Thale der Wohra endigt diese Bruchzone derart, dass eine wenig tief eingesunkene Querfalte dieselbe mit der nächsten Zone vereinigt.

3. Bruchzone Thüringer Wald, Cassel, Teutoburger Wald.

(Vergl. Taf. VII.)

Diese Bruchzone ist vor allen, die in Niederhessen auftreten, die bedeutendste an Längenerstreckung sowohl als an Intensität. Sie ist gleich derjenigen von Gotha bis Eichenberg und noch erheblicher, grabenartig. Beim Beginne an der Nordwestspitze des

Thüringer Waldes ist die Spaltenbildung nur schmal und begrenzt bis zum Blatte Sontra das Ringgauplateau. Ueber letzteres hin bis zum Schemmerbache ist die Aufreissung mehr als kilometerbreit bis zur Tiefe der Zechsteinformation, deren massig entwickelte Dolomite der oberen Abtheilung in einer Anzahl isolirter mauerartig aufragender Klippen den Höhenzug begleiten, der durch die grössere Widerstandsfähigkeit des eingesunkenen Muschelkalks und der harten Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins gegenüber den der umgebenden weichen unteren Schichtenreihe desselben ausgebildet wurde. Am Schemmerbache verschmälert sich die Zone beträchtlich und springt auf einer kaum 200 Meter breiten in h. $10^3/_4$ streichenden Kluft, auf welcher die Klippen des sogenannten Katzensteins auffällig sind, nördlich ab um dann, charakterisirt durch fortlaufende Zechstein - Vorkommnisse als schmaler Graben, in der Normalrichtung bis zum Dorfe Wollstein fortzusetzen und westlich desselben mit einer grösseren Seitenverschiebung zu endigen. Die weitere Fortsetzung der Versenkung liegt von hier ab parallel nördlich und nimmt ihren Anfang schon auf der oben genannten Querfalte Hohen Eiche - Sontra. Das hohe Niveau, welches der Untere Buntsandstein in dem Terrainabschnitte zwischen dem Thale der Sonter und des Hosbaches einnimmt, zeigt den Beginn der Parallelstörung, die dann über Waldkappel sich in deutlichen Verwerfungslinien kundgiebt und alsbald zu einem breiten Graben mit eingelagertem Muschelkalk wird und unter Begleitung von Dolomiten der Zechsteinformation bis zum Dorfe Hollstein auf der Hochfläche von Lichtenau und bis zu deren Mitte fortsetzt.

Die vorbenannte Längserstreckung bis hierher zeigt die Ausbildung der in Rede stehenden Bruchzone in ununterbrochenem Zusammenhange; sie bildet einen Abschnitt derselben für sich, in welcher die Wirkungen äusserst intensiv hervortreten und überall orographisch sogar auffällig zur Geltung kommen. Namentlich ist dieses im mittleren Theile, vom Thale der Ulfe bis zu dem der Sonter, der Fall.

Auf der Hochfläche von Lichtenau trifft die Bruchzone mit der über Göttingen nordsüdlich und im hessischen Gebiete mit 15—20'

südwestlicher Richtung verlaufenden Depression zusammen. Das Zusammentreffen wird begleitet von einer tief terrassenartigen Einsenkung der Schichten im Bereiche eines Raumes von etwa einer Meile Durchmesser, von dessen Mittelpunkte aus gegen Norden ein stehen gebliebener Rücken des unteren Muschelkalkes, gegen Südosten ein ausgerissener und tief eingesunkener dreieckiger Gebirgskörper jene und diese Bruchrichtung scharf markirt. Die Tasse wird zum grössten Theile von Kohlenkeuper und im tiefsten Punkte, der dem Südrande näher liegt, von den unteren Schichten der hessischen Braunkohlenformation ausgefüllt. In dem genannten Dreiecke, dessen Spitze am tiefsten eingesunken ist, folgt vom Rande bis zu dieser das vollständige Keuperprofil bis zum Räth. Lias wurde trotz emsiger Nachforschung nicht entdeckt.

Parallel diesem Abschnitte liegt die Hauptverwerfung des Richelsdorfer Kupferschiefergebirges vom Dorfe Süss über Nentershausen gegen Dens und Rockensüss mit nördlichem Einfallen, so dass auf deren südlicher Seite das Rothliegende fast 200 Meter mächtig an der Oberfläche sichtbar geworden ist. Die vielfachen Verwerfungen, welche in dem dortigen Bergbaureviere bekannt geworden sind, halten fast sämmtlich diese Richtung ein wie der in Taf. VIII dargestellte und oben erläuterte Siebelsgrabensprung. Diese Sprünge werden, da beim Durchfahren derselben die Schichten auf dem Hangenden und Liegenden verschiedenen Niveaus angehören, Wechsel oder auch Rücken genannt. Sie erscheinen als wirkliche Gänge, mit Schwerspath als Gangart, die in der Etage des eigentlichen Zechsteins und auch etwas höher im Hauptdolomite und keilförmig bis zu 10 und 15 Meter abwärts im Rothliegenden, reiche Anbrüche von Kobalt- und Nickelerzen geliefert haben. Der zwischen dem Siebelsgrabensprunge und der Hauptverwerfung parallel durchsetzende Dachsbergsrücken erreicht eine Mächtigkeit von 20 Metern und besteht streckenweise aus reinem Schwerspathe.

Von dem Kreuzungspunkte der genannten beiden Bruchzonen auf der Hochfläche von Lichtenau ab werden die Wirkungen beider sichtbar geringer. Die in Rede stehende Spaltenbildung springt auf jener nördlich um fast $^1/_2$ Meile ab, und setzt unter

Ausreissung eines dreieckigen Gebirgskörpers, der tief eingesunken ist und Veranlassung der Erhaltung der Tertiärablagerungen von Grossalmerode wurde, durch das Thal der Losse fort, ohne jedoch im Gebiete des bunten Sandsteins auffällig hervorzutreten. Erst in Cassel wird die Spaltenbildung wieder deutlich und verläuft zonal bis zur Wilhelmshöhe in einer nur geringen Breite. Der Hauptbruch setzt vom Ständeplatze in Cassel über den Bahnhof Wilhelmshöhe und wird östlich begleitet von dem Kalkzuge über das Dorf Kirchditmold.

Die Verfolgung des weiteren zusammenhängenden Verlaufes wird durch die Basaltüberdeckung des Habichtswaldes unmöglich, so dass erst weiter nordwestlich die Liasmulde von Burghasungen bis Altenhasungen den wechselnden, aber sichtbar in Verbindung stehenden Verlauf kennzeichnet. Die Streichungsrichtung ändert sich in diesem Verlaufe allmählich von h. $6^1/_2$ bis $10^3/_4$ von Volkmarsen nordwärts. Die Unterbrechung zwischen letzterer und der von Volkmarsen resp. Ehringen alsdann bis zur Westflanke des Teutoburger Waldes wird sich bei der geologischen Specialuntersuchung dieses Gebietsabschnittes ohne allen Zweifel in der Gliederung der Buntsandsteinformation zum Ausdrucke bringen lassen.

4. Bruchzone Göttingen-Eichenberg-Altenmorschen.

(Vergl. Taf. VII.)

Die breite Versenkungszone, die in der Reuss-Schwarzenberg'schen Uebersichtskarte als ein von Nordheim in südlicher Richtung bis zur Wasserscheide zwischen Leine und Werra eingelagerter Streifen der Keuperformation auffällig sich kennzeichnet und in dessen Verlaufe einen durchgehends grabenartigen Charakter mit all den complicirten Lagerungserscheinungen zeigt, die ein derartiger Einsturz zur Folge hat, trifft auf dem Kreuzungspunkte der Bahnen Berlin-Coblenz und Bebra-Friedland mit der Bruchzone Gotha-Eichenberg zusammen und schneidet letztere ab. Wenig südlich dieses Kreuzungspunktes durchbricht dieselbe das am Gelände der Werra als Vorstufe der Meissneraufsteigung auftretende

palaeozoische Gebirge und erleidet hierbei eine Veränderung ihrer Richtung aus Südnord in 15—20° Südwest, mit der dieselbe zusammenhängend bis zum Thale der Fulda bei Altenmorschen weitersetzt. Diese Aenderung der Richtung ist jedenfalls sehr auffällig und den angestellten Ermittelungen und Beobachtungen zufolge in der Weise zu erklären, dass die Kräfte, welche die Dislocationsursache bildeten, an dem alten Gebirge einen abweichenden und grösseren Widerstand fanden und die Durchbrechung desselben in die Richtung des geringsten Widerstandes, nämlich diejenige der Schichtungsfugen, abgelenkt wurde, denn es ist diese neu angenommene Richtung die Streichungsrichtung des vorliegenden palaeozoischen Schichtensystems. Ich erwähne diese Thatsache und die Schlussfolgerung um deswillen besonders, weil ich am Schluss dieser kurzen Uebersicht die muthmaasslichen Ursachen der in Rede stehenden Depressionserscheinungen anzuführen mir gestatten möchte.

Nach Durchbrechung des älteren Gebirges und auch schon von dem Kreuzungspunkte mit der Versenkungsrichtung Gotha-Eichenberg ab ändert sich der Charakter der Bruchzone insofern, als dieselbe bis zum Kreuzungspunkte mit der Richtung Thüringer-Teutoburger Wald auf der Hochfläche von Lichtenau einseitig ausgebildet ist. Die Verwerfungskluft fällt gegen Südosten und die gesammten Gebirgschichten dieser Seite senken sich gegen die Verwerfung ein und bilden das Thal, in welches die Gelster die Wasser ihres Quellengebietes zur Werra führt. In dem Abschnitte vom Dorfe Hengsterode bis Velmeden bewirkt der dreieckige über Grossalmerode hin eingestürzte Gebirgstheil vielfache Unregelmässigkeiten in der Lagerung durch mauerartig stehen gebliebene Rücken der Bunten Sandstein-Formation und Accommodation der hangenden Schichten in die entstandenen Raumverhältnisse. Von dem Dorfe Velmeden südwärts verflachen sich die Senkungen mehr und mehr zur Ausbildung der tassenartigen Lagerung, die das Zusammentreffen mit der Bruchzone Thüringer Wald-Sontra-Teutoburger Wald sichtbar im Gefolge hat. Wie diese letztere von diesem Kreuzungspunkte aus eine Veränderung ihrer

Richtung und Abnahme der Wirkungen zeigt, so ist auch die Fortsetzung jener in südwestlicher Richtung wenig intensiv ausgebildet, d. h. es wird von derselben nicht, wie bis dahin ein breiter, sondern verhältnissmässig nur schmaler Gebirgskörper betroffen. Bis zu dem Städtchen Spangenberg ist die Breite noch immerhin erheblich, denn wenn sich auch der Schichteneinsturz vorzugsweise auf das schmale Thal des Essebaches concentrirt, so ist diesem der Parallelbruch längs des Thales von Vockerode noch zuzurechnen, längs welchem der steil aufgerichtete gegen Westen einfallende Schichtenbau des hohen Glasebachs abgeschnitten wird. Von Spangenberg bis zum Fuldathale jedoch wird der Graben sehr schmal und stellt mehr eine Spalte dar, die jenseits über Altenmorschen noch enger wird und bei dem Dorfe Wichte gänzlich endigt. Die westlich sich vorfindenden Muschelkalkfetzen über Beisheim bis zur Wasserscheide, die mit einem Tunnel der Berlin-Coblenzer Bahn durchbrochen ist, bezeichnen diese Endigung unter der Erscheinung einer Ablenkung des Verlaufes. In weiterem Umkreise erscheinen freilich noch Andeutungen der Fortsetzung der zonalen Richtung durch das Vorkommen von einseitig gelagerten Muschelkalkpartien südwestlich von Ludwigseck, sowie durch das Auftreten von oberen Zechsteindolomiten bei dem Dorfe Mühlbach, und die Fortsetzung durch den Muschelkalkzug über Neuenstein und Raboldshausen bis zum basaltischen Knüllgebirge und sogar noch jenseits seines Südabfalles gegeben, doch erscheinen diese Spalten und Versenkungen nur als schwache Nachklänge jener grossen gesetzmässig verlaufenden Bruchzone. Wie deren Wirkungen durch das alte Gebirge an der Werra zwischen dem Werra- und dem Gelsterthale sich abgeschwächt zeigen und im Verlaufe namentlich von Lichtenau an mehr und mehr verschrumpfen, so bewirkt nun bei Altenmorschen das Auftauchen einer palaeozoischen Gebirgsinsel zwischen Connefelde, Ellenbach und Sterkelshausen eine Zersplitterung der Erscheinung bis zur Bedeutungslosigkeit.

Da das Auftreten solcher Inseln älteren Gebirges einen augenscheinlichen Einfluss auf die Kräfte ausübte, welche die zonalen Einstürzungen verursachten, so ist in Taf. IX und X die Mannich-

faltigkeit der Zerbrechung dargestellt worden, deren Ursache in dem grösseren Widerstande solcher Gebirgskörper zu suchen ist.

Es tritt die Göttinger Bruchzone in den Nordrand des Kärtchens (Taf. IX) mit der halben Breite ein, die sie wenig weiter nördlich desselben einnimmt. Die Lagerung ist ausgeprägt grabenartig mit so beträchtlicher sattelförmiger Aufwölbung der Schichten, dass eine Aufreissung derselben längs des Scheitels der Kammlinie derselben stattgefunden hat und der Graben in zwei solcher getheilt worden ist. Diese östliche Hälfte endigt wenig nördlich des die Kartenecke ausfüllenden Dorfes Lindenwerra an einem nordwestlich vorliegenden Querbruche und es wird jene Mittellinie die Ostgrenze des auf die Hälfte verschmälerten Grabensprunges. Auch in ihm ist die Lagerung der Schichten eine aufgewölbte mit Aufreissung der Sattellinie von f bis B. Man kann die Linie fB auch als Fortsetzung ihres Verlaufes von Norden bis zum Punkte f betrachten und der Sprunglinie gh die gleiche Bedeutung wie im nördlichen Verlaufe beilegen. Bei Annäherung des Grabens an das alte Gebirge bricht derselbe ab und zwar von B westlich zum Hainskopfe gegen den Mittleren bunten Sandstein, von B bis h im Bereiche des Muschelkalkes selbst, so dass das zwischen dem Bruche und dem alten Gebirge liegende Gebirgsstück abfallend von letzterem gegen den Bruch gelagert ist. Eine gleiche Einsinkung wiederholt sich in nächster Nähe des letzteren durch einen Bruch vom Punkte C über dem Habichtsstein bis zum östlichen und mit einigen Absprüngen bis zum nördlichen Kartenrande. Diese Lagerungsverhältnisse sind überall gut aufgeschlossen und gut beobachtbar, nur der Verlauf von mm und mo_1 zwischen der Flachsbachsmühle und dem Ludwigsstein ist nicht sichtbar.

Die Durchbrechung des Grauwackengebirges erfolgt in der Linie AB über die Kammlinie des Behälterskopfes bis zum Gelsterthale, wo der aus Mittlerem bunten Sandstein, Röth und Wellenkalk bestehende eingestürzte Gebirgskeil von Eichmannsthale bis Asmushausen die Richtung abgiebt. Bei C sind auf dem kreuzenden Querbruche dreieckige Rupturen entstanden, in welche am sogenannten Kroatenacker unterer Muschelkalk, am Fusse des

Mittelberges bis zum jenseitigen Gehänge oberer Muschelkalk eingestürzt ist. Letztere Vorkommen wurden zur Bestimmung der Ausdehnung an mehreren Punkten aufgeschürft.

Die Fortsetzung der Versenkung südwestlich des Grauwackengebirges erfolgt nun in der neuen Richtung, die durch *AB* gegeben wurde, und ihr Anschluss ist dem Vorigen ähnlich; der Randbruch läuft vom Alkenberg über die Domäne Rückerode zum Gelsterthale unter mehrfachen Knickungen und Absprüngen; dem Sprunge *Bh* entspricht der Bruch *Ae*. Parallel der Hauptkluft treten in diesem Theile noch zwei begleitende Sprünge auf, von *o* über den Schwimmelstein bis zur Randeinsenkung, von *a* über den Ellerstein. Sie bezeichnen die Dislocationen, die das Hangende nach erfolgtem Hauptbruche noch erlitt.

Es zeigt diese Darstellung zwei Arten von Brüchen, diejenigen, welche der zonalen Richtung angehören und solche, die dem Rande des alten Gebirges folgen und sich in gleicher Art längs des gesammten Verbreitungsgebietes desselben wiederfinden.

Wo die Verwerfungsspalten die Zechsteinformation durchschnitten und Veranlassung zu unterirdischen Wasserläufen gaben, da wurden die Gypse derselben massenhaft fortgeführt und tiefe trichterartige Einstürzungen waren die Folge. Folgte die Nachsinkung der überlagernden Schichten conform dem Schwinden ihrer Unterlage, so bewahrte der eingesunkene Schichtencomplex eine gewisse Regelmässigkeit der Schichtenfolge. An dem Bruche *AB* liegt am sogenannten Behälterskopfe ein solcher Einsturz allmählichen Sinkens und so auch am Elkerod auf der hier durchsetzenden Randverwerfung. Besonders auffällig ist der Hügel Gottesberg bei Hundelshausen als vortretende Muschelkalkgruppe inmitten der Zechsteinformation neben den älteren Gypsen derselben.

Der Terrainabschnitt, welchen die vorliegende kartographische Darstellung einschliesst, vereinigt in seinem kleinen Rahmen die Typen vorkommender Dislocationserscheinungen und gestattet der Ursache ihrer Entstehung näher zu treten. Man erkennt in demselben drei Arten von Verwerfungen verschiedenen Ursprungs:

1) Verwerfungen, durch welche alle Schichtensysteme, die zu Tage treten, betroffen werden; die zonal verlaufen und vom Baue

und der petrographischen Zusammensetzung des Gebirges gänzlich unabhängig durchsetzen.

Sie werden begleitet von parallelen und seitlichen Zerreissungen, welche die Accommodation der Flächen in den neu gegebenen Raumverhältnissen bedingten. Dieselben sind Grundlinien des Schichtenbaues ganzer Ländergebiete und ihre Ursache trägt keinerlei lokalen, sondern einen allgemeinen Charakter. Die Ausbildungsweise ist entweder grabenartig, indem das Gebirge sich spaltete und auseinander gerückt wurde, so dass höhere Schichten in Streifen von wechselnder Breite mehr oder weniger tief in diese Spaltenbildung einsanken, oder es erfolgte die Ruptur vorwiegend in einer geraden Linie, so dass ein einseitiges Einsinken des hangenden Schichtensystems erfolgte.

Für die Entstehungsursache dieser durchgehenden Dislocationszüge lässt sich nur an der Hand der Altersbestimmung derselben eine Vorstellung gewinnen, und wir sehen, dass an verschiedenen Punkten im Verlaufe derselben Theile der Juraformation vorhanden sind. Nächst diesen liegen in einer derartigen Bruchspalte die durch Seebach aufgefundenen Kreidevorkommnisse von Worbis und im Gebiete von Niederhessen durchsetzen diese zonalen Verwerfungen die Schichten der Braunkohlenbildung.

Zur Präcisirung meiner Anschauung über diese Art der Dislocationserscheinungen möchte ich im Anschlusse an das erhalten gebliebene Vorkommniss der Kreideformation im Ohmgebirge bei Worbis anführen, dass am Habichtswalde bei Cassel in den Sanden, welche unter den Braunkohlen liegen, zahlreiche Kalkgeschiebe mit Versteinerungen der Kreideformation in schichtenartiger Folge liegen und dass bei dem limnischen Charakter der beckenartigen Bildungen, die den oligocänen Ablagerungen in Hessen eigen sind, das Material dieser Bildungen der Kreideformation entnommen ist, die in weiter Ausdehnung vorhanden war. Die Thone und Sande, welche wesentlich die Zusammensetzung dieses Schichtencomplexes bilden, dürften als fluviale Erosionsprodukte der cenomanen Kreidebildung anzusehen sein.

Die in Rede stehende Kategorie der Verwerfungen oder Dislocationserscheinungen fällt in die Zeit, als die Braunkohlen-

bildung in Hessen stattgefunden hatte. Die Bruchzone Thüringer Wald, Cassel-Teutoburger Wald versenkte die Ablagerung derselben bei Lichtenau und beim Absprung auf der Göttinger-Altenmorschener Zone dieselbe zu einem tief niedergehenden Dreiecke. Hier durchsetzt in der sogenannten Faulbach eine begleitende Verwerfung das Tertiärgebirge selbst und bringt die feuerfesten Thone in gleiches Niveau mit den untersten Keuperschichten. Einen trefflichen Beweis für diese Altersannahme der zonalen Dislocationen liefert das Vorkommen von tertiären Thonen und Sanden mit Braunkohlen auf dem Parallelbruche der Verwerfungszone Thüringer Wald, Cassel-Teutoburger Wald, welcher den höchsten Punkt des Richelsdorfer Kupferschiefergebirges, die hohe Buche mit dem in Taf. VIII dargestellen sogenannten Siebelsgrabensprunge, durchschneidet. Es wurden aus dieser Spalte mehrere Wagenladungen von Braunkohlen gewonnen und die Sande und Thone an der Strasse, die neben der hohen Buche vorbeiführt, werden technisch ausgebeutet. Dieses Niveau von 1900 Fuss entspricht demjenigen der Tertiärablagerungen am Habichtswalde, Meissner, Knüll und der Rhön und veranschaulicht das ursprünglich durchgehende Niveau und Verbreitungsgebiet dieser Bildung.

In dieselbe Zeit fallen die basaltischen Durchbrüche, von denen die Braunkohlengebilde durchbrochen und an vielen Orten deckenartig überlagert werden, so dass man in der Expansivkraft des zum Ausbruch drängenden gesammten Basaltmagma's die Ursache dieser ausgedehnten Rupturen zu erblicken berechtigt ist. Die Extravasate fanden alsdann auf den durch die gemeinsame Kraftwirkung hervorgebrachten Rupturen statt und stehen in ihren einzelnen Durchbruchspunkten mit der Ursache nicht in unmittelbarer Beziehung. In wieweit hierbei Widerstände älterer subterraner Bergmassive die Zerreissung der Erdkruste beeinflusst haben, lässt sich nur vermuthen; die dargestellten Zonen m Nordwesten des Thüringer Waldes halten auffälliger Weise die Längsrichtung dieses Gebirges so lange ein, bis ihnen die Bruchzone Göttingen-Eichenberg-Altenmorschen eine Grenze zieht. Es könnte unter Berücksichtigung der orographischen Erscheinung des Solling mit seiner Fortsetzung zum Rheinhardtswalde die Ab-

lenkung der Bruchzone Thüringer Wald, Cassel-Teutoburger Wald zu dem bogenförmigen Verlauf von Grossalmerode bis zu letzterem in der Annahme eines subterranen Grundgebirges seine Erklärung finden.

Aus den in Taf. VII dargestellten durchgehenden Verwerfungszonen lässt sich unschwer erkennen, wie die zonalen Zerreissungen für den Schichtenbau von Einfluss waren. Durch die Bruchzonen Gotha-Eichenberg, Göttingen-Lichtenau und Thüringer Wald bis Lichtenau wurde der von diesen Linien begrenzte Gebirgskörper aus seinem Verbande losgetrennt und musste sein statisches Gleichgewicht auf der neu gegebenen Basis wiederfinden. Hierbei knickte diese losgelöste Gebirgsscholle in sich zusammen durch den Bruch, für den die westliche Randbegrenzung des Thüringer Waldes von Eisenach über Kreuzburg und Netra die Richtung gab. Zwischen dieser Einknickung und der östlichen und westlichen Hauptzone erfolgten alsdann Accommodationslagerungen durch Bildung von Parallel- und Seitenbrüchen. Zu diesen gehört der hohe Rücken, an welchem scheinbar das Richelsdorfer Rothliegende aufsteigt und in vielfachen Parallelsprüngen wie der Dachsbergsrücken und der in Taf. VIII dargestellte Siebelsgraben die Zechsteinformation in westlicher Richtung terrassenartig wieder zur Tiefe senkt. In gleicher Weise ist das Massiv des Ringgaues durch zahlreiche parallele Spalten getheilt worden.

2) Randverwerfungen. Das Auftreten von Dislocationen dieser Erscheinungsart wiederholt sich beim Zusammenstoss jüngerer Gebirge mit älteren überall, am Thüringer Walde auf beiden Flanken desselben, am Kyffhäuser, am südlichen Harzrande in meilenlanger Erstreckung conform der allgemeinen Randumgrenzung des älteren Gebirges. Diese Verwerfungserscheinungen finden ihre Erklärung im allgemeinen Schwinden der Gebirgsmassen. Das ältere Gebirge war seit seinem Bestehen bis zur Anlagerung des jüngeren der Auslaugung und Metamorphose unterlegen, während das jüngere angelagerte erst nachher dieses Stadium durchlief, sein Volumen verringerte und in Folge dessen Trennungen beider erfolgen mussten. Für den Verlauf derartiger Zerreissungen kann die sichtbare Umgrenzung des betreffenden älteren Gebirges nicht

allein maassgebend sein, sondern es sind zugleich dessen subterrane Ausdehnung und Plastik bei der Beurtheilung des Verlaufes solcher Randerscheinungen zu berücksichtigen.

Es liegt die Vorstellung einer Verallgemeinerung dieser beobachtbaren Erscheinungen der Verwerfungen am Zusammenstossen von Gebirgen geologisch ungleichen Alters sehr nahe, doch ist eine solche nach der oben angeführten allgemeinen Erscheinungsweise der zonal verlaufenden Dislocationen auf diese nicht beziehbar, wenn auch wie bemerkt die subterranen Verbreitungsgebiete älterer Gebirgskörper die Störungskräfte in ihrer Wirkung beeinflusst haben mögen.

3) Locale Dislocationen. Ueberall wo Gebirgsformationen auftreten, an deren Zusammensetzung leicht lösliche Verbindungen einen wesentlichen Antheil nehmen, begegnet man im Gebiete derselben Auswaschungen von wechselndem Umfange, durch welche das überlagernde Gebirge zum Einsinken gebracht worden ist. Die Resultate dieser Störungen stehen mit der Zufälligkeit ihrer Ursache in Uebereinstimmung; wie diese von Lagerungsverhältnissen und unterirdischen Wasserläufen beeinflusst wird, so ist auch die Wirkung ohne Gesetzmässigkeit und manifestirt sich in regellosen Einstürzungen, Zerbrechungen und Senkungen einzelner Theile oder selbst grösserer Theile des hangenden Gebirges. Die Merkmale derartiger Störungen bleiben sich stets gleich und bilden eine Gruppe für sich, die stets wiederkehrt, wo Schichtensysteme dieser Zusammensetzung verbreitet sind. Sie finden mit ihnen in Tiefe und Ausdehnung ihre Grenze und sind als lokal zu bezeichnen. Im Richelsdorfer Kupferschiefergebirge, dessen Lagerung so flach ist, dass sein im ganzen wenig mächtiger Schichtencomplex einen grösseren Raum der Oberfläche einnimmt, sind derartige Versenkungen sehr zahlreich und verursachen complicirte und verworrene Lagerungsverhältnisse des hangenden Gebirges, jedoch ohne jede Regelmässigkeit gleich ihrer Ursache. Nur ab und zu und auf geringe Erstreckung erscheinen an den Randbegrenzungen Verwerfungen in nicht erheblicher Ausdehnung. In gleicher Ausbildungsweise erscheint der südliche Harzrand; nirgends findet man hier Verwerfungen, die durch Auswaschung der Gypse der

angelagerten Zechsteinformation bewirkt worden wären, sondern nur Versenkungen der übergelagerten Schichten mit zuweilen erheblichem Einflusse auf die Gestaltung der Terrainoberfläche. Der Segen Gottes-Stolln, der von Sangerhausen bis zum Carolusschachte das hangende Schichtensystem durchfahren hat, fand keine Verwerfungen bei den fehlenden Gypsen, sondern nur eine Versenkung des ersteren gegen die geschwundene Unterlage. Erst im Kupferschieferflötze treten Verwerfungen als gangartige Bildungen auf. Am Südfusse des Kyffhäuser, wo die tiefen Gypse der Zechsteinformation durch Auswaschung sehr reducirt worden sind und das Steinsalzlager von Frankenhausen gänzlich verschwunden ist, macht sich die verursachte Depression durch Einstürzungen der Tertiärablagerungen auffällig geltend, folgt aber der Anlagerung an das Gebirge des Rothliegenden und ist kaum in einer Meile Längenerstreckung erkennbar.

In den Fällen aber, wo Rupturen der vorhin genannten Entstehungsursachen den subterran circulirenden Gewässern ihre Richtung angewiesen haben, konnte deren Wirkung durch die gegebenen Verhältnisse für die Auswaschung vergrössert werden.

Ein Blick auf den zonalen Verlauf der Bruchzonen, die jedes vorliegende Gebirge durchsetzen, schliesst eine Verallgemeinerung der Wirkung stattgefundener Auswaschungen von Gyps- und Steinsalzlagern bis zu dem in jenen Bruchzonen sich darstellenden Effekte vollständig aus.

Aus den im Vorstehenden mitgetheilten Beobachtungen dürfte die Ansicht begründet erscheinen, dass für die Architekturverhältnisse des Gebirgsbaues in weiterem Umkreise durchgehende Spaltungen der Erdfeste als vorhanden anzunehmen sind, dass dieselbe sich aus einzelnen je nach Widerständen gegen die brechende Gewalt gestalteten polygonalen Körpern zusammensetzt und dass die Ursache dieser Zerklüftungen in der expansiven Massenwirkung eruptiver Magmas vermuthet werden muss, durch welche die sedimentären Bedeckungen gesprengt und die Rupturen geschaffen wurden, auf denen die Extravasate erfolgten. Wie die in Betracht gezogenen Dislocationszonen in ihrem Alter auf die Wirkung der

Expansion basaltischer Massen hinweisen, so werden in ähnlicher Weise die älteren plutonischen Extravasate in den zugehörigen geologischen Zeitperioden ihre Wirkungen geäussert haben, und möchte auf diese Weise die Häufigkeit der Störungserscheinungen in älteren Gebirgen als verursacht durch eine Anzahl periodisch wiederholter Störungen gleicher Ursache zu erklären sein.

Beitrag zur Culm-Flora von Thüringen.

Von Herrn **Ernst Weiss** in Berlin.

(Hierzu Tafel XI—XV.)

Das südöstliche Thüringer Waldgebirge enthält, wie aus den Untersuchungen von Liebe u. A. bekannt ist, die lange Reihenfolge der alten Schichten vom Cambrium bis Culm und diese Formationen erstrecken sich auch noch weit in die Vorberge des östlichen Thüringens bis in die Gegend von Gera. Unter ihnen ist die jüngste Reihe von Thonschiefern und Grauwacken, welche den Culm ausmachen, nicht die schwächste, sondern nimmt einen bedeutenden Antheil an der Zusammensetzung der genannten Gebirge. Nachdem ihre Deutung früher vielfach anders geschehen war, ist ihre Stellung erst in neuerer Zeit durch Professor K. Th. Liebe, den bewährten Kenner des dortigen Gebirges, klar gelegt und auch bereits für einen Theil des Gebietes kartographisch fixirt worden, vergl. die Blätter Gera, Ronneburg, Triptis, Neustadt, Pörmitz, Zeulenroda der geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten (1878 und 1881), während die anstossenden und in den Thüringer Wald fortsetzenden Blätter der Bearbeitung noch unterliegen. Nur diese Fortsetzung des Culm über den südlichen Thüringer Wald in den Frankenwald wird bekanntlich auch von Gümbel in gleichem Sinne behandelt.

Die Auflagerung dieser Culmschichten auf dem Ober-Devon, welche ganz gleichförmig erfolgt ist, während sie da, wo sie mit älteren Schichten sich berühren, an ihnen abstossen, das stellenweise Auftreten einer schwachen Kalkbank an der Basis der

Culmschichten (Bl. Zeulenroda), welche Foraminiferen des Bergkalkes führt, ist es gewesen, wodurch Liebe in den Stand gesetzt wurde, ihnen die jetzt richtiger beurtheilte Stellung anzuweisen.

An Versteinerungen sind diese Schichten recht arm und was sich findet, ist wegen Schieferung des Gesteins meist nicht von der wünschenswerthen Deutlichkeit oder einer der Untersuchung günstigen Erhaltungsart. Die Fundorte für bestimmbare Reste sind bis jetzt noch recht beschränkt und zwar namentlich auf das Gebiet der oben aufgeführten Blätter bei Gera des östlichen Thüringens, im Waldgebirge selbst auf die Umgebung von Ziegenrück, Lehesten und Wurzbach, von welch' letzterem Orte die durch Geinitz und Liebe früher bekannt gewordenen Reste damals als takonisch angesprochen wurden.

Schon der Umstand, dass gute Stücke besonders schwierig zu erlangen und selten sind, dann aber auch die Thatsache, dass viele der hier vorkommenden Dinge einen recht eigenartigen Charakter tragen, lässt die nähere und möglichst vollständige Kenntniss der thüringischen Culmpetrefakte als werthvoll und interessant erscheinen. Auch diesem Theile der geognostischen Arbeit, dem Sammeln aller wichtigen Dinge, hat Liebe seit Jahren mit gleicher Sorgfalt sein Augenmerk zugewandt und seine Bemühungen im Beschaffen palaeontologischen Materiales aus diesen Schichten sind nicht ohne die Krone des Erfolges geblieben. Es geschieht wesentlich auf seine Veranlassung, dass ich einen werthvollen Theil seines Materiales in diesen Blättern der Untersuchung unterziehe und mit weiterem Danke habe ich anzuerkennen, dass auch Herr Dr. Zimmermann in Gera durch seine mitgetheilten Funde jenes Material vervollständigte.

Die hier zu besprechenden Formen sind sämmtlich unter die Pflanzen aufgenommen worden. Wie weit dies zuverlässig ist, wird die unten folgende Darstellung zeigen. Trotzdem bleibt es nur eine kleine Flora, an der das bemerkenswertheste Resultat ist, dass gerade die Formen, welche hier zur Besprechung gelangen, durchaus Eigenthümliches bergen, sofern sie der überwiegenden Mehrzahl nach in anderen Culmgebieten, namentlich Deutschlands ganz fremd sind, oder gleichsam nur Anklänge an jene wiedergeben; denn es können ihnen meist ebensowohl devonische Ver-

wandte an die Seite gestellt werden als solche des Culm. Erst wenn man die bisher aus diesen Schichten aufgezählten übrigen Arten vergleicht, findet man wohl bekannte Namen von Culmpflanzen, immerhin aber gerade solche selten, welche für Culm besonders typisch sind.

Aus dem Bereiche des Culm von Gera berichtet Liebe in den Erläuterungen zu den oben aufgezählten Kartenblättern über das Vorkommen von folgenden Pflanzenresten:

Calamites (*Archaeocalamites*) *transitionis* Göpp., unbestimmbare Reste von Farnen, *Lepidodendron* (*Sagenaria*) *remotum* Göpp. sp., *L. Veltheimianum* Presl, *L. cyclostigma* Göpp., *Knorria longifolia* Göpp., *Pinites Catharinae* Richter (Neustadt), *Nöggerathia?*, *Dictyodora* (*Dictyophytum*) *Liebeana* Gein. sp., *Bythotrephis* (*Chondrites*) *Göpperti* Gein.

Dazu die problematischen: *Phyllodocites Jacksoni* Emmons, *Ph. thuringiacus* Gein., *Crossopodia Henrici* Gein., *Palaeochorda spiralis* Gein., welche Manche als Wurmspuren ansehen möchten.

Richter hatte früher (1869) eine Culmflora aufgeführt, in der besonders *Lepidodendron* (*Sagenaria*), nämlich ausser obigen noch *L. minutissimum* Göpp., *transversum* Göpp., eine *Odontopteris*, *Megaphytum Hollebeni* Cotta erscheint.

Ich füge hierzu noch, was Geinitz (1867, takonische Schiefer etc. sowie a. a. O.) von dem Fundorte Wurzbach genannt hat: *Phyllodocites* * *Jacksoni* Emm., *Ph.* * *thuringiacus* Gein., *Crossopodia* * *Henrici* Gein., *Nereites* * *Loomisi* Emm., *Naites priscus* Gein., *Lophoctenium comosum* Richter, *L. Hartungi* Gein., *Palaeochorda marina* Emm. sp., *P. spiralis* Gein., *Palaeophycus* * *Hartungi* Gein., *P.* * *macrocystoides* Gein., *Chondrites succulens* Hall, *Ch. flexuosus* Emm. sp., *Bythotrephis* (*Chondrites*) *Göpperti* Gein. sp., *Sagenaria* sp., *Artisia* sp. — Die mit * versehenen Formen sind besonders bezüglich ihrer Natur angezweifelte Dinge.

Drei wichtige Bestimmungen lieferte Schenk (N. Jahrb. f. Min. 1877, S. 279) von Pflanzenresten des Schiefers von Gräfenthal bei Lehesten: *Cardiopteris Hochstetteri* Stur, *Archaeopteris Dawsoni* Stur (ihr nahe stehend) und *Cycadopteris antiqua* Stur, ausserdem der problematische *Fucoides bipinnatus* Richter.

Endlich hat auch Gümbel (geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges 1879, S. 535) ein Verzeichniss von pflanzlichen und thierischen Resten des Culm-Dachschiefers gegeben, worin die bedeutenderen Vorkommnisse dem Thüringer Walde angehören. Von Wurzbach ins Besondere rühren nach ihm her: *Chondrites Göpperti* Gein., *Ch. vermiformis* Ludwig, *Palaeochorda marina* Emm., *P. spiralis* Gein., *Palaeophycus falcatus* Ludw., *P. Hartungi* Gein., *Archaeocalamites radiatus* Brongn. sp., *A. temissimus* Göpp. sp., *Cyclopteris dissecta* Göpp., *Lepidodendron Veltheimianum* Presl, *Megaphytum simplex* Göpp., *Sporites* sp., *Lophoctenium Hartungi* Gein. Dazu gesellen sich die Namen einiger neuer nicht definirter Arten.

Des besonderen Interesses wegen erwähne ich, dass Gümbel von dem Fundorte Dürrenwaid bei Geroldsgrün im Frankenwald auch das Vorkommen von *Cardiopteris Hochstetteri* Stur var. *franconica* Gümb., *Lepidodendron Jaschei* Röm., *Nöggerathia Rückeriana* Göpp., aufführt.

Wir gehen nach dieser Uebersicht zu der Beschreibung der folgenden Arten über.

Dictyodora Liebeana Gein. sp.

Taf. XI, Taf. XII, Fig. 1—5.

Dictyophytum? Liebeanum Geinitz, Neues Jahrb. f. Mineral. 1867, S. 286, Taf. III, Fig. 3.

Dictyodora Weiss, Sitzungs-Ber. d. Ges. d. naturforsch. Freunde zu Berlin am 15. Jan. 1884, S. 17.

Flächenartiger Körper, der mannigfach gewunden ist, mehr oder weniger vollständig einen fast geschlossenen Raum umgebend, unten enger, nach oben sich erweiternd. Wenn von der Seite zusammengedrückt, ist die Fläche in fächerförmige Falten zusammengebogen, die sich theilweise decken oder auseinander gerissen sind. Dicke des Körpers gering, bis 1 Millimeter etwa, Oberfläche auf beiden Seiten von dichten ausstrahlenden, fast parallelen Längsstreifen, feinen Rippen oder den Nerven von Cordaites ähnlich und von concentrischen breiteren Runzeln, ähnlich Anwachsstreifen, durchzogen.

Diese eigenthümlichen Reste, von denen eine grössere Zahl vorliegen und die besten gezeichnet wurden, rühren von faltig gewundenen, flächenförmigen, dünnen Körpern her, welche je nach der Erhaltungsart ein ziemlich verschiedenes Aussehen gewinnen, aber das Gemeinsame behalten, das ihre Oberfläche, und zwar beiderseits ganz gleich, von den sich rechtwinklig kreuzenden concentrischen, theils geraden, theils etwas wellenförmigen leichten Runzelungen und dichteren nervenartigen Längsstreifen bedeckt wird. Mitunter sind diese Linien ziemlich verwischt, doch spurweise stets erhalten. Ein Unterschied kann bei den einzelnen Exemplaren in der Dichtigkeit der horizontalen Runzeln gefunden werden, da bei den einen 7—8 davon auf 2 Centimeter Höhe kommen (Taf. XI), bei den andern aber 11—13 auf gleiche Höhe (Taf. XII, Fig. 1, 3, 4, 5). Indessen hängt dies offenbar vom Alter und der Grösse des Exemplares ab; jenes ist bei weitem das grösste von allen.

In den meisten Fällen liegen Stücke des dünnen flächenartigen Körpers nahezu in die Schichtebene des Thonschiefers ausgebreitet vor und werden beim Spalten des Schiefers entblösst, wie in allen Figuren, ausser Taf. XI Fig. 2. Daher finden sich hier überall die Bruchstücke in mehr oder weniger zahlreichen flachen Falten, oft stark zusammen und übereinander geschoben und zusammengedrückt (Taf. XI) oder zertrennt (Taf. XII Fig. 1, 3, 4), bisweilen kegelförmig sich nach unten zuspitzend (in Fig. 3), oder ziemlich flach, wenig wellig, nur durch schwache, nach oben sich einschaltende Falten erweitert (in Fig. 5). Alle diese Reste bezeichnen aber nicht die ursprüngliche Form des Körpers, über welche vielmehr das auf Taf. XII, Fig. 2 abgebildete Stück Aufschluss ertheilt.

Hier ist die Erhaltung der Art, dass der Körper schief in den Schiefer gelagert ist, daher von der Schichtfläche (Schieferungsfläche) schräg durchschnitten wird und theils auf der oberen, theils auf der unteren Seite zu Gesicht kommt. Aus der Detailbeschreibung und der Figur mit den angedeuteten Fortsätzen geht die Form des Ganzen hervor: eine stark gewundene Fläche, die nicht ganz, aber fast (vielleicht indessen zufällig) geschlossen erscheint. Der

Querbruch liefert daher eine viel verschlungene Linie, deren Verlauf nach den mir mitgetheilten Beobachtungen des Professor Liebe ein sehr mannigfacher und verschiedener bei den einzelnen Exemplaren ist: geschlossen in sich zurückkehrend, oder offen, die Enden weit von einander entfernt, ganz oder zum Theil spiralig, niemals gekreuzt oder auch nur sich berührend. Diese schmalen bandförmigen Streifen oder Stränge (*s* in Fig. 2) sind sehr ähnlich gewissen Wurmspuren, wie sie mit Vorliebe von Nathorst u. A. in neuerer Zeit aufgesucht worden sind, Bildungen, die auch hier vermuthlich für solche Kriechspuren gehalten werden würden, wenn nicht der Zusammenhang mit den Flächenausbreitungen uns eines Bessern belehrte. Die von dem scheinbaren Strang *s* ausgehende Fläche ist mehrfach durch Präpariren blossgelegt.

Die ganze Höhe der Wandung oder der hautartigen Fläche ist nicht beträchtlich, geht zwar über 16 Centimeter (Taf. XI), bleibt aber meist beträchtlich darunter. Aus den ausstrahlenden Linien geht hervor, dass sich nach oben die Fläche des Körpers verbreitert, sie endet ziemlich gerade abgeschnitten, manchmal mit wulstförmigem Rande (Taf. XII, Fig. 5).

In Fig. 2 auf Taf. XII kann man in den Streifen *s* je einen Strang oder Stiel erblicken, in welchen der Flächentheil des Restes sich verschmälert oder endet. Eigenthümlich ist, dass derselbe von einem rundlichen, wulstartigen oder klumpenförmigen Körper *k* ausgeht. Hierdurch wird man an den wurzelartig verbreiterten Theil bei Fucaceen (*Laminaria*) erinnert, welcher diese Pflanzen am Meeresboden festhält und eine Art Stiel oder Stamm entsendet, der sich dann flächenartig verbreitert.

Da man bei *Dictyodora* wohl nur an Thallophyten zu ihrer Erklärung denken kann, so ist hierdurch vielleicht eine Analogie gegeben. Die eigenartige Oberflächenzeichnung freilich und dass der ganze als Phyllom betrachtete, hautförmige Körper nichts von Zertheilung in Lappen oder blattartige Einschnitte zeigt, macht die Deutung problematisch. Indessen giebt es auch bei *Laminaria* solche Formen (*L. saccharina*), welche einfach sind und gefälteltes Phyllom besitzen. Dass man es wohl sicher mit Pflanzenresten zu thun hat, dafür spricht auch der graphitische Anflug, welcher die Reste überzieht.

Geinitz (a. a. O.) hatte einen solchen Rest zuerst beschrieben und fraglich zu der Hall'schen Gattung *Dictyophytum* (devonisch) gezogen. Indessen dürfte ein Vergleich mit den Hall'schen Figuren (16. Ann. Rep. of the State Cabinet of nat. hist. New-York, Albany 1863), sowie mit der von Ferd. Roemer (Lethaea geognostica, I. Theil, 1880, S. 128) oder mit Originalen (deren die geologische Landesanstalt besitzt) jeden Zweifel nehmen, dass unsere Reste mit diesen Dictyophyten nicht identificirt werden können, was schon aus deren sehr regelmässigen Gitterstructur hervorgeht, welche die Oberfläche mit fensterartig sich kreuzenden, scharf eingeschnittenen Liniensystemen, die bis zu Maschen dritter Ordnung gehen, bedeckt. Diese Dictyophyten dürften, wie schon Roemer vermuthet, nicht zu den Pflanzen, sondern etwa zu den Schwämmen, gehören, während die thüringischen Culm-Petrefakte viel eher den Thallophyten zugerechnet werden können. Daher hatte ich ihnen bereits (a. a. O.) den Namen *Dictyodora* beigelegt.

Für die wichtigsten, hier abgebildeten Stücke mache ich noch die folgenden Detailangaben:

Taf. XI. Grösstes Exemplar [1]), bis über 16 Centimeter hoch, dabei nach beiden Seiten nicht ganz vollständig erhalten. In Falten zusammengelegt, die oben über 4, vielleicht über 5 Centimeter breit werden, unten schmäler sind. Querrunzeln breit und flach, etwa 7—8 auf 2 Centimeter Höhe. Abdruck. — Liebschwitz [2]).

Taf. XII, Fig. 1. Drei auseinandergerissene Fächer F_1, F_2, F_3, bis 8 Centimeter hoch, Falten 28 und mehr Millimeter breit, nach unten convergirend und schwächere Falten sich in die grösseren einlegend. 12 Querrunzeln auf 2 Centimeter Höhe, Längsstreifen enger, schwächer. Der papierdünne Körper bietet theils die Ansicht der Vorderseite *o*, theils den Abdruck der Hinterseite *u* dar. — Liebschwitz.

Taf. XII, Fig. 2. Der hautartige Körper geht schief durch den Schiefer und zeigt daher in der Spaltfläche desselben den Querschnitt als gewundene Linie oder Streif ausser der herauspräparirten Oberfläche. Das 5 Millimeter dicke Schieferstück zeigt auf beiden Seiten Theile desselben Stückes, die der Unterseite angehörigen sind mit rother Farbe

[1]) Das Maximum erreicht nach Liebe's Angabe ein Exemplar des Fürstlichen Cabinets von 17,2 Centimeter Höhe, 20,1 Centimeter Breite.

[2]) Auf Blatt Gera der geologischen Specialkarte von Preussen steht fälschlich Lübschwitz.

überdruckt; zugleich übersieht man hierdurch den Zusammenhang des Ganzen.

Das Fossil beginnt auf der Oberseite mit dem klumpenförmigen Theile *k*, dieser entsendet nach oben den Strang oder das stielartige Band *s*, welches am Rande endet. Ihm etwa gegenüber trägt die Unterseite (roth bezeichnet) einen entsprechenden Klumpen *l* mit dem Strang *t*, der an gleicher Stelle wie *s* endet. Zum Theil liegen beide gerade übereinander und können durch eine Fläche verbunden gedacht werden. Die punktirte Linie führt als Fortsetzung auf einen, auf der Unterseite befindlichen (daher roth gehaltenen) Flächentheil der *Dictyodora* mit Streifung, von da fast unmittelbar zu den nunmehr nur auf der Oberseite sichtbaren übrigen Flächentheilen, welche in starken Windungen die linke Seite der Figur einnehmen und zuletzt vermittelst der punktirten Linie in Verbindung mit dem strangartigen Eindruck *s* (unten links) zu bringen ist, der wieder an dem Körper *k* endet. — Die wellige Fläche oben links ist nur Abdruck, die darunter befindliche derselben Seite enthält den 1 Millimeter dicken Körper selbst. Beide Flächenstücke sind durch einen ganz gleichen scheinbaren Strang verbunden, wie bei *s*, der eben nur den Querbruch des Körpers darstellt. — Oberfläche stärker längsgestreift, fast gerippt (mindestens 12 Rippen auf 10 Millimeter Breite), schwach quergerunzelt, weil wenig Fläche entblösst ist. — Fuchsberg bei Liebschwitz.

Taf. XII, Fig. 3. Zwei fast conische, nach unten zugespitzte und gewölbte Falten F_1 und F_2, die nach oben fächerartig gestellte leichte Eindrücke haben. Ihre Verbindung ist durch den Bruch des Schiefers weggenommen, nur noch in den schwachen Stranglinien *ss* zu erkennen, welche in Windungen, den Wölbungen der flächenartigen Körper entsprechend, von einem Conus zum andern verläuft. F_1 und F_2 tragen links noch einen Rest des Pflanzenkörpers selbst, so dass man auch hier die Structur beider Oberflächen vor sich hat. Längsstreifen sehr deutlich (wohl 16 auf 10 Millimeter Breite), Querrunzeln weniger scharf (8 Streifen auf 15 Millimeter Höhe). — Altenbeuthen.

Taf. XII, Fig. 4. Drei fächerförmige Körper, F_1, F_2, F_3 neben einander; Längsstreifen zahlreich, Querrunzeln 8 auf 14 Millimeter Höhe. Verbindung der Fächer ist nicht zu constatiren, wenn diese nicht etwa durch Reste zwischen F_2 und F_3 besorgt wird. Merkwürdig ist, dass an jeder Stelle, wo die 3 Fächer liegen, sich mehrere solche Abdrücke, in der Mitte bei F_2 z. B. drei, parallel übereinander finden, die zum Theil der Ober- und Unterseite desselben Exemplares angehören können, aber im Uebrigen verschiedenen übereinander liegenden zuzuschreiben sind. Auch bei *b* sieht man Durchschnitte dieser verschiedenen Lagen. — Liebschwitz.

Taf. XII, Fig. 5. Abdruck einer 9,5 Centimeter breiten gewölbten *Dictyodora*, fein längsgerippt (16 Streifen auf 10 Millimeter Breite) und schwächer quergerunzelt (12—13 Runzeln auf 2 Centimeter Höhe); wenig faltig. Der obere Rand endet mit wulstartiger Verdickung. — Liebschwitz, Schieferberg.

Zuletzt sei noch die Bemerkung erlaubt, dass der Verlauf des Querschnittes *s* in Taf. XII Fig. 2, wenn man sich die entblössten Wandflächen fortdenkt, mit dem klumpenförmigen Anfang *k* auch sehr an die Zeichnung von *Palaeochorda marina* EMMONS sp. in GEINITZ's Abhandlung über die takonischen Schiefer von Wurzbach (Verh. d. k. Leop. Car. deutsch. Akad. d. Naturf., 25. Bd. 1867 S. 14 Taf. VI Fig. 2, 3) erinnert, welche eine in allen Theilen kräftigere Bildung ist, während der Umstand, dass die beiden Enden des Stranges auf verschiedenen Seiten weit von einander liegen, vielleicht nicht erheblich wäre, wie aus den obigen Mittheilungen von LIEBE über den Verlauf der Windungen im Querbruch des Schiefers hervorgeht.

Vorkommen: Nach den Beobachtungen und Mittheilungen der Herren Professor LIEBE und Dr. ZIMMERMANN kommen die Reste meist an der Grenze des thüringischen Unteren und Oberen Culm vor, also tief unten im Oberen oder hoch oben im Unteren Culm, so bei Gera und Ziegenrück, westlich Schleiz. Ausnahmen, vielleicht nur scheinbare, kommen vor, so dass im mittleren Theile des Oberen Culm (nicht aber noch tiefer im Unteren Culm als nahe dessen oberer Grenze) ebenfalls Schichten mit *Dictyodora* gefunden werden, wenn dies nicht etwa Hervorsattelungen älterer Schichten sein sollten. Von Fundstellen sind zu nennen: Liebschwitz bei Gera (Schieferberg, Fuchsberg etc., Unterer Culm, Taf. XI, Taf. XII, Fig. 1, 2, 4, 5), zwischen Ziegenrück und Liebschütz (Unterer Culm, ZIMMERMANN), Zschachenmühle bei Liebschütz (Grenzschichten, Z.), nördlich von Remptendorf Bl. Liebengrün (desgl. Z.), Wilhelmsdorf (Z.), Altenbeuthen an der Strasse nach Linckenmühle südwestlich Ziegenrück (Oberer Culm, Taf. XII, Fig. 3).

Das Exemplar von GEINITZ war vom Heersberg zwischen Gera und Weida.

Bythotrephis Göpperti Gein. sp.

Taf. XII Fig. 6—8.

Chondrites Göpperti Geinitz, takonische Schiefer von Wurzbach, l. c., 1867 S. 19 Taf. VII. Fig. 5; ? Taf. VIII Fig. 2.

Laub flach, eben, dünn und zart, mehrfach dichotom, fast fiederig bis fast handförmig getheilt; Lappen sehr spitzwinklig abgehend, aufrecht, gerade oder gebogen, sehr schmal lineal, an den vorliegenden Exemplaren höchstens 1 Millimeter breit (Fig. 6), meist schmaler, bis gegen 10 Millimeter lang, am Ende stumpf.

Nach den Auseinandersetzungen über *Bythotrephis devonica* Andrä (Corresp.-Blatt der Verhandl. d. naturhist. Vereins für Rheinl. u. Westph. 1882 S. 112) ziehe ich auch diese Art zu der Gattung *Bythotrephis*, deren flache blattähnliche Verästelung, gegenüber der cylindrischen von *Chondrites* zu betonen ist. Die Stücke stimmen recht gut mit der ersten Geinitz'schen Fig. 5 auf seiner Taf. VII (l. c.), wovon die zweite sehr kräftige (Taf. VIII Fig. 2) vielleicht verschieden ist. Aehnlichkeit ist auch mit *Bythotrephis gracilis* Hall vorhanden, mehr jedoch mit *B. devonica* Andrä.

Das Laub ist mit glänzender graphitischer Schicht bedeckt. Die Gabelung wird manchmal fast fiederig, wie die Vergrösserung zu Fig. 7 lehrt.

Vorkommen: Steinbruch bei Lietsch an der Strasse nach Liebschwitz südlich Gera, Unterer Culm, gesammelt von Dr. Zimmermann. Strasse von Linckenmühle nach Altenbeuthen, Oberer Culm.

Lophoctenium Richter.

Richter, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. II. Bd. 1850, S. 199 Taf. VIII Fig. 1—5.

Geinitz, ebenda, III. Bd. 1851, S. 390 (hier zuerst als *L. comosum* Richter aufgeführt). — Ders., Graptolithen, S. 20.

Richter, ebenda, V. Bd. 1853, S. 450.

Geinitz, N. Jahrb. f. Mineral. 1864 S. 7 Taf. II Fig. 5, *L. Hartungi*.

» üb. ein Aequivalent d. takonischen Schiefer Nordamerika's in Deutschland. Nov. Acta Acad. C. L. C. Germanicae natur. curios., t. 25, 1867, S. 10, *L. comosum* (Taf. V Fig. 3) und *Hartungi*.

Was Richter zuerst als *Lophoctenium comosum* aufstellte, hielt er den Graptolithen für verwandt, während Geinitz es zu den Sertulariden brachte, indem er nicht blos ein für die Richter'sche

Art gehaltenes besseres Stück, sondern auch eine neue und ziemlich verschiedene Art als *L. Hartungi* beschrieb. Wenn, was nicht ganz gesichert erscheinen könnte, beide derselben Gattung angehören, so muss man, um dies anzuerkennen, der verschiedenen Erhaltung dieser Körper Rechnung tragen und die Exemplare von *L. comosum* würden weit mangelhafter sein als die von *L. Hartungi* und der hier zugefügten verwandten Art *L. rhabdiforme.* Die Aehnlichkeit, welche für alle drei Körper übrig bleibt, ist aber derart, dass man auch *L. comosum* nicht wohl aus der Reihe der echten Petrefakte streichen und sie mit Nathorst etwa als Spuren von Seethieren deuten kann.

Ueber *Lophoctenium comosum* Richter sei hier nur Folgendes beigefügt.

Richter fand seine Stücke, die jetzt in der Sammlung der geologischen Landesanstalt aufbewahrt werden, im thüringischen Devon, giebt aber keine nähere Fundstelle an. Da aber in neuester Zeit Dr. Loretz im Unterdevon bei Gräfenthal (Höhe zwischen Marktgöhlitz und Limbach, sowie bei Lippelsdorf, in Nereitenschichten) das Petrefakt mit hinreichender Uebereinstimmung der Form und des Gesteins aufgefunden hat, so darf man annehmen, dass auch Richter seine Stücke aus Unterdevon sammelte.

Grösser, aber im Uebrigen kaum verschieden hiervon, ist das von Geinitz (l. c. 1867) abgebildete Exemplar aus dem Culm-Dachschiefer von Wurzbach. Und mit diesem letzteren besitzt eine besonders grosse Aehnlichkeit die sogenannte *Bythotrephis radiata* Ludwig (Palaeontographica, 17. Bd. 1869 S. 114 Taf. XIX Fig. 1) aus »Devon« von Sinn bei Herborn (das Original befindet sich in der Sammlung der geologischen Landesanstalt), welche Schimper (traité III, S. 434) zu *Caulerpites*, fraglich auch zu *Spirophyton* stellt.

Trotz wenig guter Erhaltung dieser Körper stimmen sie doch in so vielen Einzelheiten überein, dass man sie wohl vereinigen muss. Die bogigen, oft Aeste entsendenden ruthenförmigen Zweige scheinen nur nach unten Blättchen zu entwickeln, die obere Reihe der anderen Arten fehlt nahezu oder ganz, worin der bedeutendste Unterschied beruht. Eigenthümlich ist eine äussere Furche, welche

die Spitzen der Zweige umsäumt, wie es Geinitz zeichnet (*b* und *c* seiner Figur) und wie es fast alle oben genannten Exemplare ebenfalls zeigen.

Die nächsten Zeilen werden sich mit *Lophoctenium Hartungi* und *rhabdiforme* beschäftigen, für welche wir zuerst die Unmöglichkeit einer Deutung als Kriechspur oder Aehnlichem nachzuweisen haben. Zwar haben die einzelnen Zweige überraschende Aehnlichkeit mit Spuren von *Idothea baltica* Pallas, welche Nathorst (k. Sv. Vetensk.-Acad. handlingar, 18. Bd. No. 7, 1881, Taf. 4 Fig. 1) darstellte, allein die Betrachtung des so vollständigen Petrefaktes, wie in unseren Abbildungen, dürfte zur Ueberzeugung führen, dass man es mit wirklichen organischen Resten zu thun hat. Das Stämmchen, von dem die Idothea ähnlichen Zweige ausgehen, ist rund, nicht blos Halbrelief, wie bei vielen Kriechspuren, die einzelnen Theile sind mit graphitischem Ueberzug versehen.

Ob aber die Reste zu den Pflanzen oder den Thieren zu bringen seien, ist nicht leicht, und für jetzt auch nicht sicher zu beantworten. Weder zu den Graptolithen, noch zu den Sertulariden oder Korallen lassen sie sich stellen, da man durchaus nichts von Zellen wahrnehmen kann. Was dafür angesprochen wurde, ist höchstens Plättchen zu nennen, die ganz flach in zwei Reihen, mit ihren etwas concaven Seiten einander zugekehrt, stehen und mindestens ebenso gut als Blättchen oder blattartige Lappen aufgefasst werden können. Danach liegt der Vergleich mit Algen wohl nicht allzu fern, nämlich mit solchen, die eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Gliederung besitzen, der gliederartigen Verbindung der einzelnen Theile entsprechend, aus welchen sich unser Petrefakt zusammensetzt. Unter den Florideen bieten sich manche Beispiele als Analogie dar, wie von *Corallina* oder *Arthrocardia*, die zum Theil sogar in der Form der einzelnen Glieder oder Lappen mit den Blättchen von *Lophoctenium* ziemlich übereinstimmen. Auch *Chara* mit ihren ruthenförmigen Zweigen könnte man zum Vergleich heranziehen, wenn man von der Wirtelstellung derselben absieht und besonders die Gliederung ins Auge fasst, obschon wohl schwerlich weitere Verwandtschaft

zwischen ihnen anzunehmen sein dürfte. — Dass Pflanzenreste hierin vorliegen können, wird auch durch die graphitische Substanz wahrscheinlich, welche die Flächen des Körpers bildet, ebenso wie bei unzweifelhaften Algen und anderen Abdrücken dieser Vorkommen.

Lophoctenium Hartungi Gein.

Taf. XIII Fig. 3.

Geinitz, Neues Jahrb. f. Mineral. 1864 S. 7 Taf. II Fig. 5.
» Die takonischen Schiefer von Wurzbach, Act. Ac. C. L. C. 1867 S. 13.

Unsere Figur stellt einen Zweig des Originales dar, welches von Geinitz 1864 vollständig abgebildet wurde und soll zum Vergleich mit der folgenden Art dienen.

An den gebogenen Zweigen von *L. Hartungi* sind die oberen Blättchen (oder Plättchen?) dachziegelförmig übereinandergreifend gestellt und breiter als die unteren (»Zellen« bei Geinitz), welche dagegen viel länger sind, eine Länge von 7 Millimetern erreichen und lanzettlich mit scharfer Spitze erscheinen, übrigens in ganzer Breite wohl nirgends entblösst sind. Die oberen bis 2 Millimeter breiten Blättchen scheinen mehr dreieckig und abgestutzt zu sein, sie wenden dem Beobachter eine schwach convexe, die untere Reihe dagegen eine schwach concave Fläche zu, sind also einander mit ihren concaven Seiten zugekehrt. Die Zweige enden an dem vorliegenden Stück nicht mit breiten Lappen, wie bei *L. rhabdiforme.* Dass sie von einem gemeinschaftlichen Stämmchen ausgehen, ist noch spurweise am Abdruck zu sehen.

Sichtbar wird das Ganze nur dadurch, dass die einzelnen Theile von glänzender, sehr dünner Graphitschicht (?) gebildet werden.

Vorkommen: Wurzbach, Phyllodocitesschichten.

Lophoctenium rhabdiforme n. sp.

Taf. XIII Fig. 1 u. 2.

Ein gegliedertes Stämmchen lässt einseitswendig unter spitzem Winkel gebogene Zweige abgehen, welche ruthenförmig überhängen. Diese beginnen stielähnlich, sind gegliedert, theils einfach, theils

gegabelt, entwickeln aber bald abgehende Blättchen (Plättchen?) in 2 Reihen, wovon die oberen breit, mehr oder weniger dreieckig, nach vorn abgestutzt, die unteren schmal, lanzettlich, viel weniger entwickelt, kaum 4—5 Millimeter lang, mit scharfer Spitze versehen sind. Die Zweige enden in verhältnissmässig grossen breiten Lappen (Platten) von mehr oder weniger ovaler Form, stumpf.

Es liegen 2 Exemplare vor, welche beide abgebildet sind, davon das grössere mit Gegendruck und daher die Figur nach beiden Abdrücken ergänzt.

Das kleinere, Fig. 2, ist weniger scharf kenntlich, aber das Stämmchen erscheint bei ihm stärker, breiter als bei dem andern. Es trägt 5 ziemlich vollständige Zweige und den Anfang eines sechsten an der abgerissenen Spitze. Die beiden obersten Zweige sind die vollständigsten, über 8 Centimeter lang, und zeigen am besten die breitere Beschaffenheit der oberen Blättchen, sowie den grossen Endlappen. An den unteren Zweigen tritt der Unterschied der oberen und unteren Blattreihe nicht hervor, sie gleichen in Folge dessen mehr noch als sonst einem dünnen Coniferenzweig, etwa Walchia, wenn derselbe nur auf 2 Seiten erhaltene Blätter zeigt.

Das grössere Exemplar, Fig. 1, ist über 21 Centimeter lang und bis über 6 Centimeter breit. Von dem etwas gekrümmten Stämmchen *cc* sind 12 Centimeter Länge erhalten, es ist bis 2 Millimeter dick, zusammengedrückt, aber beiderseits convex, rundum kenntlich, undeutlich gegliedert. In Abständen von ungefähr 15 Millimetern entsendet dasselbe nach einer Seite hin gebogene Zweige, wovon drei (bei *a*) sich deutlich gabeln. Sie gliedern sich in einzelne Stücke, die 8 Millimeter lang beginnen, aber sich allmählich verkürzen und auch bald sich verbreitern. Die Zweige sind $7^1/_2$—9 Centimeter lang. Erst in einem gewissen Abstande von der Ursprungsstelle bemerkt man 2 Reihen Blättchen, wie oben angegeben. Die oberen Zweige zeigen die obere Reihe der nach aussen convexen Blättchen besser, diese bis 2,5 Millimeter breit und 4,5 lang und sehr schief abstehend; die mittleren Zweige lassen auch die unteren concaven Blättchen deutlich erkennen, welche 4,5 Millimeter lang, schmal, spitz sind und stärker abstehen. Auf-

fallend ist der grosse Endlappen (*b*), bis 8 Millimeter lang und reichlich 3 Millimeter breit, oval. Diese Endlappen hängen schief nach unten und bilden eine verticale Reihe über einander. Zählt man sie als Enden von Zweigen und überhaupt alle sichtbaren Spuren von Zweigen, so erhält man an diesem Stück etwa 25 Zweigenden. Dabei ist das Stück nach oben und unten nicht abgeschlossen.

Die Seitenlappen oder Blättchen erscheinen mitunter (z. B. ganz unten an den 2 untersten Zweigen) fast so breit wie die Endlappen, so dass es möglich ist, dass die Blättchen überhaupt eine viel grössere Breite und also andere Gestalt besessen haben, als sie jetzt bei der vorliegenden Erhaltung zeigen.

Die viel grössere Gleichheit der Blättchen der oberen und unteren Reihe, namentlich bezüglich der Länge, veranlasst mich hauptsächlich zur Unterscheidung dieser Form als besondere Art.

Vorkommen: Mit *L. Hartungi* bei Wurzbach. Fürstliches Cabinet in Gera.

Sphenopteris Guilelmi imperatoris n. sp.

Taf. XIV.

Wedelstück (Fieder erster Ordnung) 3—4 fach gefiedert, Fiedern der einen (äusseren) Seite länger als die der andern, schief bis steil abstehend unter 60 Grad und mehr, abwechselnd, im Umriss länglich, an der Spitze mit einfachen Theilblättchen oder Lappen, am Grunde mit gefiederten, diese (Fiedern dritter Ordnung) einfach gefiedert, an einzelnen Stellen doppelt eingeschnitten, abwechselnd, spitz abstehend, länglich im Umriss. Alle Fiederlappen oder Theilblättchen lineal bis lineal-lanzettlich, spitzlich, kräftig und ziemlich lang, Einschnitte spitz, sehr tief, einzelne Zipfel nochmals gabelig eingeschnitten mit ungleichen Gabelästen.

Das Wedelstück liegt ganz im Gestein und wird noch von Schiefer bedeckt, durch welchen sich die Umrisse mehr oder weniger scharf, meist aber sehr abgerundet abheben, namentlich sind die auf der rechten Seite befindlichen kürzeren Fiedern nur bei schiefer Beleuchtung besser kenntlich (in der Figur etwas mehr

hervorgehoben). Der unterste Theil ist der vertiefte Abdruck des Wedels.

Das selten schöne Stück muss man als eine Fieder erster Ordnung betrachten, weil rechts und links die Blättchen unsymmetrisch sind, so dass die links stehenden auf der äussern Seite anzunehmen sind. Die Theilung des Laubes geht dann sehr weit, stellenweise bis zur fünften Wiederholung. Der Farn muss kräftig gewesen sein, da er sich durch die Gesteinsmasse noch zum Theil recht scharf ausgeprägt, durchgedrückt zeigt; man könnte danach sogar an knorpelige Tange denken. Die länglichen schmalen, vor der letzten Gabelung reichlich 1 Millimeter Breite betragenden Zipfel, die zunächst in einfach und doppelt gefiederte Blättchen zusammengestellt sind, sind besonders charakteristisch. Von Nerven ist in Folge der Erhaltungsart nichts zu sehen, wahrscheinlich existirte nur ein Mittelnerv in jedem Zipfel, worauf hin die Einordnung in die Gattung *Sphenopteris* geschehen ist.

Zu vergleichen ist dieser Farn nur mit wenigen ähnlichen Formen, besonders mit *Sphenopteris artemisiaefolia* Sternb., jedoch mehr mit der von Brongniart (hist. vég. foss. t. 46) abgebildeten schmalblättrigen Form von Newcastle, welche Schimper mit *Sph. stricta* Sternb. von Yawdon in Northumberland und *Sph. crithmifolia* L. H. von Jarrow Colliery unter dem Typus *Eremopteris* vereinigt und an welche sich Formen des Rothliegenden, wie *Schizopteris hymenophylloides* Weiss und *Sch. flabellifera* Weiss anschliessen liessen. Doch ist es leicht, *Sphenopteris Guilelmi* von allen diesen Arten zu unterscheiden, da die Fiederung viel regelmässiger, die Fiedern zweiter Ordnung viel entwickelter und weiter getheilt sind, die Lappen spitzer und wohl nur einnervig, was bei jenen Formen theils wirklich, theils anscheinend nicht der Fall ist. Es muss auffallen, dass aus älteren Schichten nichts von näherer Verwandtschaft vorliegt.

Vorkommen: Bärenstein nordöstlich Lehesten, Schieferbruch gegenüber dem Hainberg unweit Schmiedebach. Fürstliches Cabinet in Gera.

Archaeopteris sp.

Taf. XIII Fig. 4.

Ein Fiederchen von 17 Millimeter Länge und 7 Millimeter Breite bildet einen Abdruck im gröblichen Schiefer. Das Blättchen ist länglich-verkehrt-eiförmig, etwas unsymmetrisch, stumpf, mit vielen Nerven, die an der Basis etwa zu drei beginnen, 2—4 mal gabeln und so in etwa 20 Zweigen enden.

Es ist kein Zweifel, dass dieser im Devon und Culm bekannte Gattungstypus auch hier vorliegt, die Art ist selbstverständlich aus einem Fiederchen nicht zu bestimmen. — Die Vergrösserung Fig. 4 A zeigt an der Basis zu viele Nerven.

Vorkommen: Oberer Culm, am Heersberge bei Gera, von Dr. Zimmermann gesammelt. Ein Fiederchen, breit, zungenförmig, mit schwachem Mittelnerv, ist von Dr. Loretz im Oberen Culm bei Rödenthal, nordwestlich Sonneberg, gesammelt worden, vielleicht Endfiederchen derselben Art.

Cycadopteris cf. antiqua Stur.

Eine breit lineale Fieder mit 11 Fiederchen auf einem Schieferstück von Lehesten (Richter leg.) hat offenbar die nächste Verwandtschaft mit obiger von Stur (Culmflora des mährisch-schlesischen Dachschiefers 1875 S. 69 Taf. XIII Fig. 2—4) beschriebenen und abgebildeten Pflanze von Altendorf in Mähren; nur sind die mit ganzer und breiter Basis angewachsenen Fiederchen bedeutend kürzer als bei Stur, daher nicht länglich, sondern oval, kurz und stumpf. Die Identität mit der angeführten Art ist also nicht ganz gesichert. Der Rest ist durch weissen Pyrophyllit (Gümbelit) versteinert, welcher eine Umrandung der Blättchen bewirkt, während er von der Blattfläche abgesprungen ist. Aber gerade diese charakteristische Umrandung hat sich erhalten, ganz wie Stur zeichnet [1]). Die Erhaltung ist übrigens nicht genügend, vom Mittelnerv nur eine schwache Spur, von anderen

[1]) Dieser verdickte Blattsaum erinnert mehr an die Erscheinung bei *Callipteris* (*Alethopteris*) *conferta*, die auf Fructification zurückzuführen ist.

Nerven nichts vorhanden. Vermuthlich bezieht sich die oben citirte Angabe von Schenk auf dieselbe Art.

Cardiopteris cf. Hochstetteri Ettingsh. sp.

Ein Stück mit 3 Fiederchen, auf einer Seite der Rhachis gelegen, von Herrn Dr. Loretz bei Lehesten gesammelt, hat diese Art zur nächsten verwandten. Die Fiederchen sind sämmtlich sehr unsymmetrisch, noch mehr als in der Fig. 8 auf Taf. XIV von Stur's »mährisch-schlesischem Culm-Dachschiefer« es das unterste Fiederchenpaar zeigt, welches auch die einzigen so auffallend ohr- oder halbnierenförmig nach unten verlängerten Blättchen sind, während bei dem vorliegenden Rest alle drei hinter einander gelegene Blättchen die gleiche Unsymmetrie besitzen. Der Rest ist daher noch merklich von obiger Art verschieden.

Ein von Herrn v. Gümbel zugesandtes Exemplar seiner var. *franconica* von Geroldsgrün unterscheidet sich von der Figur bei Stur nur durch kräftigere, grössere, gedrängte Fiederchen, welche auf beiden Seiten der Spindel merklich verschieden gestaltet sind, links etwa 17 Millimeter breit und 30 Millimeter lang, rechts 14 Millimeter breit und 32—37 Millimeter lang. Spindel quer gerunzelt. Die sehr unsymmetrischen Fiederchen am Grunde der Fieder oder des Wedelstückes fehlen, Blättchen sämmtlich mehr *Neuropteris*-artig. Es lässt sich daher nicht festsetzen, ob unser Stück von Lehesten derselben Form angehört. Nervation nicht erhalten, nur bisweilen ein leichter mittelnervartiger Eindruck am unteren Theil der Fiederchen.

Lepidodendron sp.

Taf. XV Fig. 1.

Ein über 18 Centimeter langes Stammstück, das an 5 Stellen (bei *a*) die Anfänge abgerissener Aeste zeigt, liegt im Abdruck vor und lässt an den rhombischen Feldern, welche seine Oberfläche bedecken und den schärfer eingedrückten in schiefen Zeilen stehenden Narben deutlich die Abstammung von einem Lepidodendron erkennen. In diesen schmalen länglichen tieferen Narben und den Furchen befindet sich noch glänzende Kohle, die im Uebrigen fehlt, wie die Vergrösserung Fig. 1 A zeigt. Die schiefen Zeilen behalten nicht dieselbe Richtung bei, sondern biegen sich öfters beträchtlich; am unteren Theile stehen die Narben weniger dicht

als am oberen, doch wechselt dies einigermaassen. Vom Detail der Oberfläche ist nichts Weiteres erhalten und man kann danach eine Speciesbestimmung nicht vornehmen.

Unter den abgebildeten Lepidodendronresten des Culm oder älterer Schichten will ich einige Figuren hervorheben, welche Crépin (observ. sur quelques plantes foss. des dépôts dévoniens. Extr. du Bull. de la Soc. Roy. de Botanique de Belgique, T. XIV, 1875 Taf. I u. II) von *L. Gaspianum* Dawson aus belgischem Devon gegeben hat, die wegen ähnlicher Erhaltung auch grössere Aehnlichkeit zeigen, was von den besser erhaltenen Stücken Dawson's nicht gleicherweise gilt.

Vorkommen: Von Wurzbach, von Liebe gesammelt. Fürstliches Cabinet in Gera.

Lepidophloios angulatus n. sp.

Taf. XV Fig. 2.

Stamm mit ziemlich dicht stehenden Polstern bedeckt, welche sehr regelmässig in schiefe Zeilen gestellt sind. Sie tragen am oberen Ende ein querrhombisches concaves Schild, dessen untere Kanten ziemlich stark vortreten und von deren unterer Ecke aus eine stumpf vorspringende mittlere Kante kielförmig im Polster herabläuft. Die Felder und Polster sind (wegen der die Oberfläche überziehenden Schiefermasse) nicht scharf begrenzt, glatt, Närbchen auf dem Schild nicht kenntlich.

Das abgebildete Stammstück ist etwas zusammengedrückt, über 11 Centimeter lang, 5 Centimeter im grösseren und 2,3 Centimeter im kleineren Durchmesser, wie es scheint theils verkiest, theils verkieselt, beiderseits erhalten und blosgelegt, jedoch noch mit etwas Schiefermasse so verwachsen und überzogen, dass die Details der Oberfläche nicht vollständig beobachtbar sind. Die zwei am stärksten hervortretenden Parastichen sind gegen die Axe etwa um 62 und 45 Grad geneigt, die Entfernung der Narben (an den unteren Eckpunkten gemessen) bezüglich 7 und 8 Millimeter, oben etwas weniger. Das querrhombische Schildchen (Blattnarbe) misst etwa 7—7,5 Millimeter Breite und 4,3 Millimeter Höhe. Die untere Ecke hebt sich fast zitzenförmig hervor, wobei durch die in ihr zusammenstossenden drei stumpfen Kanten eine dreieckige Pyramide gebildet wird, die nach drei Seiten schief abfällt. Wo die äussere Rinde weggebrochen ist, wie oben links, da be-

merkt man doch noch in der schwarzen kieseligen Versteinerungsmasse die entsprechenden Umrisse der Polster.

Wegen der schuppenförmig vorspringenden Polster und der querrhombischen Form der Schilder ist der Stamm der Gattung *Lepidophloios*, nicht *Lepidodendron*, anzuschliessen.

Man kann den Rest wohl mit *Lepidodendron Wiikianum* HEER (foss. Flora der Bären-Insel, K. Svensk. Vetensk.-Akad. handlingar., Bd. 9 No. 5, 1871, S. 40, namentlich mit seiner Fig. 1 Taf. IX) vergleichen oder mit dem zur gleichen Art gestellten Rest, den SCHMALHAUSEN (Pflanzenreste der Ursastufe im Flussgebiete des Ogur in Ost-Sibirien, Bull. de l'Acad. impér. des Sciences de St. Petersbourg, T. IX, 1876 S. 631 Taf. I Fig. 5) publicirte. Letzterer stimmt sogar in Manchem noch besser mit unserem thüringischen Reste. Indessen von dem HEER'schen *Lepidophloios Wiikianus* unterscheidet sich *L. angulatus* noch immer erheblich, nämlich durch viel dichter und regelmässig gestellte Polster, welche bei jenem entfernt stehen (bei dem sibirischen Stücke dagegen nicht), auch durch deren Form, die nicht so spitz zuläuft wie bei HEER (mehr wie bei SCHMALHAUSEN), durch stärkeres Vorspringen und besonders entschieden rhombische Gestalt des Schildchens, welches bei *Wiikianum* rundlich ist, endlich noch durch Fehlen von Längsstreifung der Oberfläche zwischen den Polstern. Letzteres kann allerdings durch den Erhaltungszustand bewirkt sein, wie vielleicht auch bei dem Stück vom Ogur. Auch ein rundes Närbchen in der oberen Ecke des Schildes wird nicht bemerkt, das bei *Wiikianum* charakteristisch ist.

Ein *Lepidophloios antiquus* ist durch DAWSON aus canadischem Mitteldevon bekannt und trägt den Charakter der Gattung, namentlich die querrhombische Gestalt auch der Polster viel ausgesprochener an sich, in welcher Beziehung sich unsere Art weit mehr an *Lepidodendron tetragonum* anschliessen würde.

Vorkommen: Von LIEBE in einem Schieferbruch am Bärenstein nordöstlich Lehesten nahe bei Schmiedebach dem Hainberg gegenüber gesammelt. Fürstl. Cabinet in Gera.

Beiträge zur Kenntniss der Cephalopoden aus Silurgeschieben der Provinz Ost-Preussen.

Von Herrn **Fritz Noetling** in Königsberg in Pr.

(Hierzu Tafel XVI—XVIII.)

Das Mineralienkabinet der hiesigen Universität besitzt unter seiner grossen Sammlung silurischer Petrefakten aus Diluvialgeschieben der Provinzen Ost- und West-Preussen eine ganz besonders reichhaltige Suite von Cephalopoden. Einzelnes hiervon ist bereits beschrieben und abgebildet, anderes harrt noch der Untersuchung. Hier sollen nun einige hervorragende Prachtexemplare wie *Phragmoceras imbricatum* und *Ancistroceras undulatum* beschrieben werden, daneben aber auch einige Formen, die sich durch Eindrücke an der Wohnkammer auszeichnen und die bis jetzt entweder gar nicht, oder nur sehr schlecht gekannt sind. Die Arbeit soll sich jedoch nicht allein auf eine trockene Beschreibung der neuen Arten beschränken, sondern es sollen gleichzeitig einige Bemerkungen mit eingeflochten sein, die für das Studium der Silurcephalopoden von allgemeinerem Interesse sein dürften.

Es betreffen diese Bemerkungen hauptsächlich Fragen, mit denen ich mich bereits seit längerer Zeit beschäftigt habe, so namentlich eine genaue Discussion des Genus *Ancistroceras* Boll, das durch den kürzlich von mir gemachten Fund eines *Ancistroceras undulatum* eine neue, eigenthümliche Beleuchtung erhält. Ferner dürfte das Material, welches ich zur Kenntniss der bis jetzt immer noch räthselhaften Eindrücke an der Wohnkammer gewisser

Cephalopoden beibringe, wenigstens insofern von Werth sein, als es manche bisher unbekannte Beobachtung enthalten wird, ohne dass ich jedoch der Lösung der Frage nach der Bedeutung dieser Eindrücke näher treten möchte.

Herrn Professor Dr. Bauer in Königsberg, der mir das reichhaltige und schöne Material zur Bearbeitung überliess, spreche ich hiermit meinen aufrichtigsten Dank aus.

Phragmoceras imbricatum Barrande.

tab. XVII, fig. 1 — 1 *a*.

1865. *Phragmoceras imbricatum* Barrande, Syst. Silur. de Bohême, Bd. II, S. 212, tb. 46, 175 u. 244.
1881. » *borussicum* Schröder, Schrift. d. physikal. ökon. Gesellsch. in Königsberg, Bd. 22, Sitzungsber. S. 36.
1882. » *imbricatum* Blake, A Monograph of the British fossil Cephalopoda, Bd. I, S. 202, tb. 25, fig. 2 u. 2 *a*.

Das einzige Exemplar dieser Species ist leider bei aller sonstigen Schönheit der Erhaltung, doch nicht so vollständig, als es für die genaue Untersuchung wünschenswerth erschien. Es stellt nämlich nur eine Hälfte der Schale dar, während die andere beim Abschleifen des Geschiebes durch die Eismassen vernichtet wurde; durch diesen Prozess wurde ebenfalls der eine Theil des Mündungsrandes zerstört und schliesslich ist die Spitze nicht vollkommen intakt.

Trotz letzteren Umstandes kann man doch mit Sicherheit behaupten, dass die Schale einfach hakenförmig gebogen und dass keinenfalls eine spiralige Einrollung des ältesten Schalentheiles vorhanden war.

Die Krümmung der Ventralseite, vom äussersten Ende bis etwa zum Beginne der Wohnkammer gemessen, entspricht einem Bogen, dessen Radius circa 70 Millimeter maass; der Radius des Krümmungsbogens der Konkavseite misst nur etwa 36 Millimeter, also etwa die Hälfte der Länge des Ersteren. Der erste, messbare, ventrodorsale Durchmesser besitzt 29 Millimeter Länge, der nächstfolgende in einem Abstande von 60 Millimeter Bogenlänge (auf der Konvexseite aufgetragen) 57 Millimeter, der dritte

in gleichem Abstande von jenem 75 Millimeter und endlich der letzte, hart unter der Mündung gemessen, in 36 Millimeter Bogenabstand vom vorhergehenden, 85 Millimeter; hiernach berechnet sich der Wachsthumscoëfficient zu 1 : 2,5. Die Verbreiterung der Schale in ventrodorsaler Richtung findet demnach relativ langsam statt.

Der Querschnitt konnte nur an einer Stelle beobachtet werden, aber hieraus ergab sich, dass derselbe eine Ellipse darstellt, deren Durchmesser sich wie 4 : 3 verhalten. An der betreffenden Stelle misst der dorsoventrale 48, der laterale Durchmesser 36 Millimeter. Die Schale ist demnach in lateraler Richtung stark komprimirt.

Die Septa sind nur flach gebogen und folgen in ziemlich geringen Abständen auf einander.

Die Siphonalduten sind verhältnissmässig klein, von flach ellipsoidischer Gestalt; der Siphonalstrang selbst liegt an der Konkavseite, hart unter der Schale.

Die Länge der Wohnkammer kann nicht ganz genau angegeben werden, doch mag sie mindestens die Hälfte der Gesammtlänge der Röhre betragen haben.

Der Mündungsrand ist an der Konvexseite in einen kurzen, etwas schräg nach aussen gerichteten Trichter von ovalem Querschnitt verlängert. Der laterale Durchmesser desselben ist der grössere, der ventrodorsale der kleinere; ersterer misst 48, letzterer 24 Millimeter.

An der Konkavseite ist leider die Form des Trichters nicht zu erkennen, man sieht aber, dass sich zwischen beiden der Oberrand der Wohnkammer in fast vollständig horizontaler Richtung, und so weit nach innen einbog, dass in der Mitte nur ein schmaler Schlitz offen blieb, der sich in der Richtung vom ventralen zum dorsalen Trichter etwas erweitert.

Die Schale ist an der Wohnkammer dick, scheint aber nach der Spitze zu allmählich dünner zu werden. Ihre Oberflächenskulptur ist eine sehr eigenartige und nicht leicht mit der einer andern Species zu verwechseln. Erstere scheint gleichsam aus einzelnen dünnen, blätterigen Lamellen zusammengesetzt, die dach-

ziegelartig übereinander geschichtet sind, und ihre scharfen Ränder dem Mündungsrande zukehren.

Die hierdurch entstehenden Wachsthumsstreifen beschreiben auf der Ventralseite einen tiefen Sinus nach rückwärts, biegen sich auf den Flanken in steilem Bogen nach vorn, und bilden auf der Dorsalseite höchst wahrscheinlich wieder einen kleinen Sinus nach rückwärts.

Auf dem älteren Theile der Schale stehen sie zahlreich und dicht gedrängt, auf dem jüngeren rücken sie weiter auseinander.

Herr Schröder hat das von mir hier beschriebene Exemplar als *P. borussicum* spec. nov. bestimmt, es erscheint mir aber nach eingehender Prüfung kaum mehr zweifelhaft, dass unsere Form mit *Ph. imbricatum* Barr. ident ist. Barrande hat als charakteristische Eigenthümlichkeit dieser Art die lamellöse Schalskulptur bezeichnet, und hervorgehoben, dass sie sich hierdurch von allen verwandten Arten unterscheide. Eine ähnliche Skulptur besitzt nur noch der *Ph. desidertatum*, der aber an der Form des ventralen Trichters leicht kenntlich ist.

Mit *P. imbricatum* ist nach Blake sehr nahe verwandt der *P. arcuatum* Sow., der sich aber hauptsächlich durch grössere Regelmässigkeit und Feinheit der Wachsthumsstreifen, die stärkere Krümmung und schnellere Breitenzunahme unterscheidet. Da *P. arcuatum* in einem etwas höheren Niveau (Ludlow) als der *P. imbricatum* (Wenlock) vorkömmt, so ist Herr Blake geneigt, in letzterem den Vorfahren des ersteren zu erblicken.

Entsprechend dem spärlichen Vorkommen des Genus *Phragmoceras* in den estländischen und skandinavischen Silurablagerungen gehören auch Vertreter desselben in den Diluvialgeschieben zu den grössten Seltenheiten.

Das vorbeschriebene Exemplar, bis jetzt für ganz Norddeutschland einzig in seiner Art, wurde von Herrn Dr. Sommerfeld bei Kassigkehmen gefunden. Das Gestein, mit welchem die Schale erfüllt ist, ein lichtbräunlicher, dichter Kalk mit einzelnen Flitterchen von dunkelbraunem Kalkspath, erinnert sehr an gewisse Leperditiengesteine unserer Provinz.

Durch obengenannte Art, die in Böhmen und England im Obersilur auftritt, charakterisirt sich das Geschiebe als obersilurisch, und zwar dürfte es speciell der unteren Oesel'schen Schicht I, oder den oberen Gotländer Schichten entstammen, die beide der Wenlockgruppe äquivalent sind, auf welche nach BLAKE der *Ph. imbricatum* in England beschränkt ist.

Die genauere Heimath des Geschiebes anzugeben ist nicht gut möglich, da weder aus Estland noch aus Schweden diese Species genannt wird. Estländischen Ursprunges ist das Geschiebe sicherlich nicht, wahrscheinlich entstammt es Gegenden, die heute vom Meere bedeckt werden.

Orthoceras regulare SCHLOTH. var. *quinquefoveatum* NOETL.

tab. XVI, fig. 1—4; tab. XVII, fig. 2—2*a*.

Unter den zahlreichen Resten von Formen aus der Verwandtschaft des *Orthoceras regulare*, welche ich untersucht habe, ist mir bis jetzt nur ein Individuum zu Gesicht gekommen, welches eine Abweichung von der, bei *O. regulare* constant beobachteten, Dreizahl der Eindrücke an der Wohnkammer insofern aufweist, als sich neben den drei normalen, noch zwei überzählige, im Ganzen also fünf Eindrücke an der Wohnkammer vorfinden.

Leider ist von dem betreffenden Exemplar nur ein Fragment der Wohnkammer vorhanden, deren basales Ende [1]) nebst dem gekammerten Theil der Röhre fehlen. Das Fragment misst circa 120 Millimeter Länge, der Durchmesser am basalen Ende 27, derjenige am marginalen Ende 31 Millimeter; hiernach berechnet sich der Wachsthumscoëfficient zu $^1/_{30}$; der Querschnitt ist kreisförmig.

Die Schale ist nur undeutlich erhalten, doch sieht man, dass sie ziemlich grob gestreift war. Die Wachsthumsstreifen beschreiben auf der Seite der Wohnkammer, wo die paarigen Eindrücke liegen, zwischen denselben, einen flachen Bogen nach vorn und senken

[1]) Ich nenne »basales Ende« einer Wohnkammer dasjenige, welches der Basis, »marginales Ende« dasjenige, welches dem Mündungsrande zunächst liegt.

sich seitlich nach rückwärts [1]). Circa 60 Millimeter über dem basalen Ende, bei einem Durchmesser von 29 Millimeter, beginnen auf der Processualseite an zwei Stellen, symmetrisch zur Axe der Wohnkammer, zwei, anfangs sehr flache und breite, später etwas tiefer und schmäler werdende Vertiefungen a_1 von lang elliptischem Umrisse, deren Längsaxe schräg von Innen nach Aussen gerichtet ist; sie convergiren demnach mit ihrem basalen Ende.

Die Länge einer dieser Vertiefungen mag etwa 18 Millimeter, die Entfernung der Medianaxe beider am basalen Ende 23, am marginalen Ende 24 Millimeter betragen haben. Ihre Breite lässt sich wegen allmählicher Verflachung nach seitwärts nicht scharf angeben, sie mag etwa 7 Millimeter betragen haben.

Ein Querschnitt der Wohnkammer, durch den mittleren Theil der beiden Eindrücke gelegt, würde sich folgendermaassen darstellen (Tab. XVI, Fig. 1).

Diese beiden Längseindrücke hören ebenso plötzlich auf, wie sie entstanden sind, und hart über ihnen besitzt die Röhre wieder den normalen kreisförmigen Querschnitt.

Wenig höher, aber dieses Mal auf der antiprocessualen Seite der Wohnkammer und zwar genau entsprechend der Mitte zwischen den beiden Eindrücken a_1 beginnt wiederum eine Vertiefung b

---

[1]) Da wir bei den regulären Orthoceren vorläufig noch nicht im Stande sind mit absoluter Sicherheit über Bauch- resp. Rückenseite entscheiden zu können, so empfiehlt es sich von diesen Bezeichnungen abzusehen, und da ferner bei der centralen Lage des Siphos die Termini Siphonal- und Antisiphonalseite nicht verwerthet werden können, so erscheint es für die Kürze des Ausdruckes geboten, neue Bezeichnungen, unabhängig von der Lage des Thieres in der Schale, einzuführen. Am besten scheinen mir bei den regulären Orthoceren Bezeichnungen zu sein, welche aus dem Verlaufe der Wachsthumsstreifen hergeleitet sind. Ich nenne nun »Processualseite« diejenige, auf welcher die Wachsthumsstreifen den Bogen nach vorn beschreiben, »Antiprocessualseite« die gegenüber liegende.

Es ist bei dieser Bezeichnungsweise ja an sich ganz gleichgültig, wie wir uns den Mündungsrand der Wohnkammer zu denken haben, ob also analog den Verhältnissen bei *Lituites* und *Nautilus* dem Nachvornbiegen der Wachsthumsstreifen auch eine grössere oder geringere, lappige Verlängerung des Mündungsrandes entsprochen hat, und ob demnach die Processualseite der Bauchseite entsprechen wird oder nicht.

in der Wand der Wohnkammer. Dieselbe besitzt einen sehr schmal elliptischen Umriss, am basalen Ende etwas breiter als marginalen, und ist ziemlich tief in das Lumen der Wohnkammer eingesenkt. Die seitlichen Wände sind steil und fast senkrecht nach Innen abfallend, in basaler und marginaler Richtung verflachen sie sich jedoch allmählich. Die Längsaxe ist parallel der Axe der Wohnkammer.

Die Länge dieses Eindruckes mag etwa 20 Millimeter, seine mittlere Breite 6 und seine grösste Tiefe etwa ebensoviel betragen haben.

Die Wohnkammer besitzt demnach am unteren Ende des Eindruckes *b* den Querschnitt (Tab. XVI, Fig. 2).

Auf der Processualseite, und zwar ungefähr in der Verlängerung der beiden älteren Eindrücke a_1 entstehen nun symmetrisch zur Medianaxe wiederum zwei Eindrücke a_2, die sich aber in ihrer Gestalt wesentlich von den älteren unterscheiden und hierin mehr dem unpaaren Eindruck der Antiprocessualseite gleichen. Die Eindrücke a_2 besitzen eine schmal elliptische Gestalt, steil abfallende Seitenwände, und sind etwa in der Mitte ihrer Länge am tiefsten; in basaler und marginaler Richtung verflachen sie sich etwas, so dass der Rand nicht scharf ausgeprägt ist; eine Verschmälerung des marginalen Endes findet nicht statt, daher sind die Eindrücke a_2 ihrer ganzen Länge nach gleich breit. Ihre Medianaxe ist in der Weise schräg gerichtet, dass sie mit ihrem marginalen Ende convergiren, mit dem basalen demnach divergiren, oder mit anderen Worten, letzteres liegt dem unpaaren Eindrucke näher als ersteres.

Die Länge eines dieser Eindrücke a_2 mag etwa 12 Millimeter, seine Breite 4 Millimeter und seine grösste Tiefe etwa ebenso viel betragen. Am basalen Ende beträgt die Entfernung ihrer Axen 24, am marginalen 22 Millimeter [1]).

Die beiden jüngeren Eindrücke a_2 unterscheiden sich, wie bereits oben bemerkt, wesentlich von den beiden älteren a_1; diese

[1]) Unter diesen Längenangaben ist die Sehne des betreffenden Bogens verstanden.

sind allseitig sehr flach, besitzen breit elliptische Gestalt und convergiren mit ihren basalen Enden, jene sind sehr tief, besitzen eine schmal elliptische Gestalt, steil abfallende Seitenwände, und convergiren mit ihren marginalen Enden.

Vergleichen wir nun die beiden Eindrücke a_2 der Processualseite mit dem unpaaren *b* der Antiprocessualseite, so sieht man zunächst, dass diese wesentlich kleiner sind als jener, denn während die marginalen Enden aller drei Eindrücke fast in genau derselben Ebene liegen, befinden sich die basalen Enden der Eindrücke a_2 beträchtlich weiter vorn, als dasjenige des Eindruckes *b*; die Höhendifferenz mag etwa 6 Millimeter, d. h. ein Drittel der Höhe des Eindruckes *b* betragen.

Legen wir in der Mitte des Eindruckes *b* einen Querschnitt, so zeigt derselbe das Bild: (Taf. XVI, Fig. 3.)

Etwa 20 Millimeter oberhalb der letzten Eindrücke ist die Schale abgebrochen, weshalb leider nicht zu sagen ist, wie weit sich die Wohnkammer noch über die Eindrücke verlängert hat.

Wenn wir uns nun ein schematisches Bild der Wohnkammer mit ihren fünf Eindrücken entwerfen, so wird dies durch einen Längsschnitt am besten dargestellt, wobei der Deutlichkeit halber die Verhältnisse etwas übertrieben sind. (Taf. XVI, Fig. 4.)

Verfolgen wir nun das Wachsthum der Wohnkammer, und hiermit das in Zusammenhang stehende Auftreten der Längseindrücke. Nachdem DEWITZ [1]) nachgewiesen, dass die an den Steinkernen der Wohnkammer des *Orth. regulare* beobachteten Längseindrücke nicht etwa eine Folge von Schalverdickung der Innenseite sind, »sondern, dass die Schale die Einbiegung mitmacht, dass wir also auf der Aussenseite ebensolche Vertiefungen sehen wie auf dem Steinkerne« ist es naturgemäss ganz klar, dass diese Eindrücke ihr Dasein dem Auftreten einer, nach innen gerichteten, Faltung des Mantelrandes verdanken. Denn, da der Mantelrand bei allen Cephalopoden, die mit äusserer Schale ausgerüstet sind, wenigstens die Aussenschicht der letzteren ab-

[1]) Schriften d. Physikal. Oekonom. Gesellsch. in Königsberg, 1879, Bd. XX, S. 165 (4).

sonderte, so musste sich natürlich auch jede Aenderung desselben in der Schale wiederspiegeln. So wird eine Ausstülpung des Mantelrandes in vertikaler Richtung, Längsrippen, eine Einstülpung Längsfurchen erzeugt haben; eine Ausstülpung in horizontaler Richtung producirte die Querringe, eine Einstülpung die Einschnürungen. Die Gestalt und Grösse dieser Ornamentik war natürlich von der Dauer und Grösse der Mantelfalten abhängig. Bei manchen Formen persistirten die Mantelfalten zeitlebens, bei anderen treten sie nur periodisch und schliesslich bei einer dritten nur einmal auf, während sie bei anderen wieder gänzlich fehlen.

Das Exemplar des *Orth. regulare* var. *quinquefoveatum* zeigt nun während seines Wachsthumes das Auftreten mehrerer Falten am Mantelrande in verschiedener Aufeinanderfolge.

Zuerst entstanden, in welcher Höhe über der damaligen Basis der Wohnkammer ist nicht bekannt, auf der Processualseite zwei breite, flache Einstülpungen des Mantelrandes; der Mündungsrand der Wohnkammer zeigte demnach die Gestalt der Fig. 1, Tab. XVI, mit fortschreitendem Wachsthum der Schale vertieften und verschmälerten sich diese Falten, indem sie gleichzeitig seitwärts von einander abrückten, dann verschwinden sie ganz plötzlich, und der Mündungsrand nimmt wieder den normalen, kreisförmigen Querschnitt an.

Nun entsteht aber eben so plötzlich auf der Antiprocessualseite eine Einstülpung, doch ist die Falte hier schmal und tief; der Mündungsrand zeigt also die Gestalt der Fig. 2, Tab. XVI; die Mantelfalte bleibt bei fortschreitendem Wachsthum der Längsrichtung der Schale parallel, verschmälert sich jedoch etwas und verschwindet dann eben so plötzlich wie sie gekommen.

Inzwischen sind, wenn auch beträchtlich später, auf der Antiprocessualseite wieder zwei neue Falten entstanden, und zwar gerade an derselben Stelle des Mantelrandes, wo die beiden älteren auftraten. Diese neuen Falten sind jedoch schmal und tief, und rücken bei fortschreitendem Wachsthum der Schale gegen einander. Zu einer gewissen Zeit besitzt also der Mündungsrand der Wohnkammer die Gestalt der Fig. 3, Tab. XVI.

Zu etwa derselben Zeit wie die Falte der Antiprocessualseite, verschwinden auch die Falten der Processualseite und oberhalb dieser zeigt der Mündungsrand der Wohnkammer wieder den normalen, kreisförmigen Querschnitt.

Die Folgen dieser verschiedenen Falten sind die Eindrücke, wie ich sie oben beschrieben habe, verschieden in ihrer Form und Länge, je nach der Beschaffenheit der ersteren.

Ich muss gestehen, dass mir nach eingehendem Studium des hier beschriebenen Exemplares die Bedeutung oder der Zweck dieser Eindrücke räthselhafter ist als je. Verdanken sie ihre Entstehung pathologischen Erscheinungen oder hängen sie mit der Entwickelung des Organismus zusammen?

Ich bin momentan nicht in der Lage, diese Frage in dem einen oder anderen Sinne beantworten zu können. Ich möchte nur noch eine Beobachtung, welche zur Klärung dieser Frage beitragen könnte, erwähnen; bei allen Individuen des *Orth. regulare*, welche ich untersucht habe, und welche die drei Eindrücke normal ausgebildet hatten, ist stets der Eindruck der Antiprocessualseite, also der unpaare, derjenige, welcher zuerst auftritt, d. h. die ihn erzeugende Mantelfalte bildet sich früher als die beiden, welche die paarigen Eindrücke hervorbringen.

Bei unserem Exemplar sehen wir im Anfang gerade den umgekehrten Fall eintreten, hier erscheinen zuerst die Falten auf der Processualseite, während diejenige der antiprocessualen Seite noch vollständig fehlt. Erst späterhin folgen sich die Falten des Mantelrandes in der gewöhnlichen Weise.

Hiernach müssen wir ganz entschieden annehmen, dass die Ursachen, welche eine Faltung des Mantelrandes zur Folge hatten, bei diesem Thiere anfänglich nicht zur vollen Geltung gelangten, da ja im entgegengesetzten Falle zuerst eine Faltung des antiprocessualen Mantelrandes hätte eintreten müssen, sondern dass sie nur einen theilweisen Einfluss auf den Organismus ausüben konnten. Erst später unterlag derselbe gänzlich ihrem Einflusse, der sich dann in der normalen Bildung der drei Mantelfalten zum Ausdruck brachte.

Ich muss an dieser Stelle darauf verzichten, diese Reflexionen weiter auszudehnen, vielleicht nehme ich späterhin Gelegenheit dieselben weiter zu verfolgen.

Es könnte sich vielleicht noch die Frage aufwerfen lassen, ob das hier beschriebene Exemplar nicht als eine neue Species aufzufassen sei. Abgesehen davon, dass eine specifische Unterscheidung dieser Form von *Orth. regulare* an obigen Betrachtungen nichts ändern würde, so glaube ich eine Abtrennung entschieden für unzweckmässig halten zu müssen. Es stimmt der ganze Charakter der Wohnkammer, die Wachsthumsstreifen, vor allem aber die Ausbildung der oberen drei Eindrücke so genau mit den gleichen Kennzeichen bei normalen Individuen des *Orth. regulare* überein, dass ich trotz des Vorkommens zweier überzähliger Eindrücke, mich nicht dafür entscheiden kann hierin etwas Anderes, als eine Abnormität zu erblicken.

Orth. regulare var. *quinquefoveatum* fand sich in einem Geschiebe hellgrauen Echinosphäritenkalkes C_1 (F. Schmidt), das aus der Gegend von Medenau im Samlande stammt.

Orthoceras bifoveatum nov. sp.

tab. XVI, fig. 5—6; tab. XVII, fig. 3—4*a*; tab. XVIII, fig. 1—2.

1869. *Orthoceras trochleare* Karsten, Beiträge zur Landeskunde der Herzogthümer Schleswig u. Holstein, Heft 1, S. 50, tb. 17, fig. 7*b*, (non 7*a*).

Ich besitze von dieser Art vier Exemplare, leider aber nur grössere oder geringere Fragmente der Wohnkammer, während vom gekammerten Theil der Röhre nichts erhalten ist. Zwei Stücke stammen aus ostpreussischen Geschieben, während die beiden anderen im Herbste des Jahres 1882 von mir im Echinosphäritenkalke von Ari bei Karrol in Estland unter Führung meines liebenswürdigen Freundes F. Schmidt gesammelt sind.

Es muss als glücklicher Zufall betrachtet werden, dass ich die beiden letztgenannten Exemplare auffand, denn ich bin jetzt in der angenehmen Lage die estländischen Formen mit denen unserer Diluvialgeschiebe vergleichend betrachten zu können.

Der gekammerte Theil der Röhre von *Orth. bifoveatum* ist, wie bereits erwähnt, nicht bekannt. Er dürfte aber ohne Zweifel sehr lang, von kreisförmigem Querschnitt gewesen sein, und mag wohl zahlreiche Luftkammern besessen haben, er wird also dem gekammerten Theil eines *Orth. regulare* sehr ähnlich gewesen sein.

Der Siphonalstrang ist von kreisförmigem Querschnitt, etwas excentrisch, der Antiprocessualseite näher gelegen. Sein Durchmesser mag etwa $^1/_5$ des Schaldurchmessers betragen haben (Mittel aus drei Messungen am Basalende der Wohnkammer), die Siphonalduten waren jedenfalls kurz und von cylindrischer Gestalt.

Die Wohnkammer war ziemlich lang, mehr oder minder schlank kegelförmig, zuweilen fast cylindrisch und zeigt als charakteristisches Merkmal der Species auf den Flanken zwei, diametral gegenüberliegende Längseindrücke, von elliptischer Gestalt, die entweder breit und flach oder schmal und tief sind.

Die äussere Schalschicht ist ziemlich grob, aber regelmässig quergestreift, und zwar beschreiben die Streifen auf der Antisiphonalseite, zwischen den beiden Eindrücken einen flachen Bogen nach vorn, senken sich auf den Flanken nach hinten, und laufen auf der Siphonalseite horizontal, können aber hier möglicherweise auch einen kleinen Sinus nach rückwärts gebildet haben. Einen flachen Sinus nach hinten bilden sie jedenfalls auf den Flanken. Die zweite Schalschicht ist nicht mit Sicherheit beobachtet, Spuren scheinen darauf hinzuweisen, dass sie fein gestichelt ist.

Es ist ganz charakteristisch für die Inconstanz der Längseindrücke in ihrer Tiefe und Gestalt, dass wir unter den vier Exemplaren hiernach drei Varietäten unterscheiden können; die beiden estländischen Exemplare repräsentiren den einen, die beiden Geschiebeexemplare den anderen Typus, wobei letztere wieder unter sich verschieden sind.

Das eine der estländischen Exemplare ist ein Wohnkammerfragment von circa 140 Millimeter Länge mit erhaltener Basis, aber fehlendem Mündungsrand; der Basaldurchmesser misst 21 Millimeter, der letzte sicher zu bestimmende Marginaldurchmesser, in 84 Millimeter Höhe über ersterem, 24 Millimeter; hiernach berechnet

sich der Wachsthumscoëfficient zu rund $^1/_{28}$, das zweite Exemplar, ein bedeutend kürzeres Fragment, ergab etwa $^1/_{30}$.

Etwa 96 Millimeter über dem tiefsten Punkt der Wohnkammer beginnen auf den Flanken zwei flache Vertiefungen, von breit ovaler Gestalt, deren marginaler und basaler Rand etwas steiler abfällt, als die seitlichen Ränder. Die Länge der Eindrücke beträgt 17 Millimeter, ihre Breite 11 Millimeter; die grösste Tiefe liegt etwa in der Mitte der Höhe.

Ein Querschnitt durch die Wohnkammer besitzt demnach folgende Gestalt. (Taf. XVI, Fig. 5.)

Die Wohnkammer nimmt oberhalb der Eindrücke wieder den normalen, kreisförmigen Querschnitt an und ist noch auf circa 20 Millimeter Länge erhalten.

Das eine der ostpreussischen Exemplare misst 143 Millimeter, das andere etwa 115 Millimeter Länge; der Basaldurchmesser des ersteren ist 19, der Marginaldurchmesser, unterhalb der beiden Eindrücke, 22 Millimeter; hiernach berechnet sich der Wachsthumscoëfficient, wenn die Höhendifferenz 87 Millimeter beträgt, zu $^1/_{29}$.

Bei dem zweiten Exemplar messen die entsprechenden Grössen 25, resp. 28, resp. 70 Millimeter; der Wachthumscoëfficient berechnet sich hiernach zu $^1/_{23}$.

Hiermit steht vollkommen in Einklang, dass das erste Exemplar eine schlank cylindrische, das zweite eine breit cylindrische Gestalt besitzt.

Bei ersterem beginnen die paarigen Eindrücke auf den Flanken in 88 Millimeter Höhe über der Basis und erreichen 12 Millimeter Länge und 6 Millimeter Breite; über denselben beträgt die Länge der Wohnkammer noch 45 Millimeter.

Beim zweiten Exemplar beginnen die Eindrücke 77 Millimeter über der Basis, erreichen circa 21 Millimeter Länge und 8 Millimeter Breite; darüber hinaus ist die Wohnkammer nur noch auf 18 Millimeter Länge erhalten.

Bei beiden Exemplaren ist aber der Habitus der Eindrücke derselbe, und erinnert sehr an die bei *Orth. regulare* vorkommenden: es sind schmale, tiefe Längseindrücke, deren Seitenränder sowohl, wie der Marginalrand steil abfallen, während der Basalrand etwas flacher ist.

Der Querschnitt gestaltet sich bei diesen Exemplaren demnach folgendermaassen. (Taf. XVI, Fig. 6.)

Es scheint mir sehr wahrscheinlich, dass die oben genannten Differenzen in der Form der Röhre sexuellen Charakter tragen; ich möchte das dickere, plumpere Exemplar mit den langen Eindrücken für ein weibliches, das schlankere, längere mit den kürzeren Eindrücken für ein männliches Individuum ansehen. Eine specifische Trennung beider kann nicht zulässig sein, da sie in der Schalskulptur vollständig übereinstimmen. Bei Ammoneen sind dergleichen Differenzen in der Auftreibung der Röhre ja vielfach beobachtet; ich konnte sie auch bei *Lituites convolvens* = *lamellosus* Aut. nachweisen, wo ich neben plumperen auch schlankere Individuen unterscheiden konnte und ich zweifle nicht, dass dieser Unterschied sich überhaupt bei allen Cephalopoden wird nachweisen lassen, sofern man nur genügendes Material besitzt.

Es dürfte diese Beobachtung übrigens dafür sprechen dem sogenannten Wachsthumscoëfficienten bei der specifischen Unterscheidung nicht allzugrossen Werth beizulegen, und nicht deswegen, weil derselbe etwas grösser oder geringer ist, zwei sonst ähnliche Arten mit verschiedenen Namen zu belegen.

Vergleichen wir nun die preussischen Exemplare mit den estländischen, so sehen wir, dass sie in der allgemeinen Gestalt der Röhre und der Schalskulptur vollständig übereinstimmen, nicht so jedoch in der Form der Eindrücke.

Bei den estländischen Exemplaren waren die erzeugenden Mantelfalten flach und breit, bei den preussischen Exemplaren schmal und tief. Ich glaube aber auch dieser Differenz keinen besonderen Werth beilegen zu dürfen, da z. B. bei dem gleich zu besprechenden *Ctenoceras Schmidtii* breite und schmale Mantelfalten bei einem Individuum vereinigt sind, ebenso zeigt das Exemplar des *Orth. regulare* var. *quinquefoveatum* eine Combination flacher und breiter, mit schmalen und tiefen Mantelfalten.

Möglicherweise können wir bei *Orth. bifoveatum* verschiedene Varietäten nach der Tiefe der Eindrücke unterscheiden, die viel-

leicht etwas verschiedenen Niveaus, oder verschiedenen Gegenden angehören.

Wenn auch vorläufig kein bestimmter Beweis dafür zu erbringen ist, so glaube ich doch annehmen zu dürfen, dass die beiden Flankeneindrücke bei *Orth. bifoveatum* den paarigen Eindrücken bei *Orth. regulare* oder *Ctenoceras Schmidtii* homolog sind, nicht aber durch Verschwinden eines der processualen und Obliteriren des antiprocessualen Eindruckes entstanden sind.

Karsten hat l. c. ein hierher gehöriges Exemplar als *Orth. (Cycloceras) trochleare* Eichwald beschrieben, warum ist mir nicht ganz ersichtlich, da Eichwald seinem *C. trochleare* ausdrücklich drei Eindrücke zuschreibt. Ich habe nun Gelegenheit genommen, bei meiner Anwesenheit in Petersburg in der Eichwald'schen Sammlung nach dem Originalexemplar seines, in der *Lethaea rossica* tb. 51, fig. 23, abgebildeten *C. trochleare* zu forschen. Trotzdem Freund Schmidt und Professor Inostranceff mir hierbei aufs Eifrigste behülflich waren, gelang es uns nicht dasselbe aufzufinden. Wir kamen daher überein, dass *C. trochleare* Eichwald, der wahrscheinlich nichts anderes war, als ein *Orth. regulare* mit Schale, zu streichen ist, da mangels des Originalexemplares Abbildung und Beschreibung nicht zur Identificirung ausreichend sind.

Orthoceras bifoveatum ist in Estland auf den Echinosphäritenkalk C_1 (F. Schmidt) beschränkt und scheint bei Ari in der Nähe von Karrol gar nicht besonders selten zu sein, da ich innerhalb einer Stunde zwei Exemplare fand. In Norddeutschland findet er sich in Geschieben gleichen Alters, wenn auch nicht gerade sehr häufig.

Ctenoceras gen. nov.

Gehäuse fast cylindrisch, sehr lang und in flachem Bogen gekrümmt. Sipho klein, subcentral, der Processualseite näher liegend. Septa beinahe halbkugelförmig gewölbt, Kammernähte wohl einfach ringförmig, Wohnkammer wahrscheinlich kurz, stets mit drei Eindrücken, einem unpaaren, spaltförmigen auf der Antiprocessual-, zwei paarigen, flachen auf der Processualseite. Zahlreiche regel-

mässige und kräftige Wachsthumsrunzeln in Form schräger Ringe, getrennt durch flache Furchen werden durch die beiden Schalschichten gebildet. Schale aus zwei (?) Schichten zusammengesetzt, die äussere mit feinen, scharfen Querstreifen, parallel den Wachsthumsringen bedeckt, die innere fein gestichelt.

Mit Sicherheit ist *Ctenoceras* bis jetzt nur in untersilurischen Schichten Estlands, sowie in norddeutschen Diluvialgeschieben gleichen Alters nachgewiesen. Möglicherweise dürfte er auch im Untersilur Schwedens vorkommen.

Ctenoceras Schmidtii spec. nov.

tab. XVI, fig. 7—8; tab. XVIII, fig. 3—5*a*.

1877. *Orthoceras verticillatum* ex part. Krause. Fauna d. Beyrichienkalke. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 29, S. 24.

Von dieser hübschen Species besitze ich vier, mehr oder minder gut erhaltene Fragmente der Wohnkammer und den Abdruck eines längeren Stückes des gekammerten Theiles.

Dieser, circa 145 Millimeter lang, ist in so flachem Bogen gekrümmt, dass sogar ziemlich lange Bruchstücke unbedenklich als gerade bezeichnet werden müssten. Konkav-, Antisiphonal- oder Antiprocessual und diejenige Seite auf welcher der unpaare Eindruck liegt, fallen hier zusammen.

Die Röhre ist in lateraler Richtung etwas komprimirt, so dass der Querschnitt elliptisch wird; bei einem Exemplar betrug an der Basis der Wohnkammer der ventrodorsale Durchmesser 13, der laterale 11 Millimeter.

Die Verjüngung der Röhre in der Richtung nach dem Embryonalende muss eine sehr geringfügige gewesen sein, leider lässt sich bei der geringen Länge meiner Exemplare ein genauer Wachsthumscoëfficient nicht ermitteln, man könnte aber das Gehäuse beinahe als vollkommen cylindrisch bezeichnen; bei diesem geringen Wachthumscoëfficienten würde sich demnach eine bedeutende Länge des Gehäuses ergeben.

Der Siphonalstrang liegt etwas excentrisch der Processualseite genähert. Länge und Gestalt der Siphonalduten sind nicht zu ermitteln, sie besassen jedoch runden Querschnitt und mag ihr

Durchmesser, an der Basis der Wohnkammer, etwa gleich $^1/_6$ des ventrodorsalen Durchmessers betragen.

Von dem gekammerten Theil der Röhre habe ich leider nur sehr wenig beobachten können; Fragmente der Kammerausfüllungen, welche dem obenerwähnten Abdruck anhängen, sowie die Basis der Wohnkammer beweisen, dass die Septa beinahe halbkugelig gewölbt waren.

Die Kammernähte waren wohl einfach ringförmig; die Höhe der Kammern mag durchschnittlich etwa der Hälfte ihres grossen Durchmessers gleichgekommen sein.

Die Wohnkammer war, wenn man aus der Analogie mit *Orth. regulare*, bei welchem die Länge der Wohnkammer über den Eindrücken geringer ist, als die Länge unterhalb derselben, schliessen darf und sofern sich nicht die drei Eindrücke bei diesem Genus in der Nähe der Basis befinden, kurz; die drei Eindrücke zeigen bei allen vier Individuen die gleiche Form: der unpaare Eindruck der Antiprocessualseite ist tief, spaltförmig und viel länger, als die flachen, breiten, gerundet vierseitigen Eindrücke der Processualseite.

Mein am besten erhaltenes Wohnkammerfragment misst 58 Millimeter Länge (von dem tiefsten Punkte der Basis bis zum Bruchrand am marginalen Ende gemessen). In 42 Millimeter Höhe über der Basis beginnt ein sehr schmaler, fast spaltförmiger Längseindruck, dessen steil abfallende Seitenwände sich beinahe berühren. Seine Länge beträgt bei diesem Exemplar etwa 13, seine Breite höchstens 1,5—2 Millimeter. Am Basalende ist er etwas breiter als am marginalen; er verschmälert sich also nach vorn. Seine Tiefe konnte nicht genau ermittelt werden, jedenfalls war er bedeutend tiefer, als die paarigen Eindrücke.

Die paarigen Eindrücke der Processualseite besitzen eine gerundet vierseitige Gestalt, bei obigem Exemplar 7 Millimeter Länge auf 4 Millimeter Breite, verflachen sich seitlich etwas weniger, als am basalen Ende und sind am marginalen Ende, wo sie zugleich ihre grösste Tiefe erreichen, von einem steilen Rand begrenzt; ihr basales Ende liegt 47, ihr marginales Ende 54 Millimeter über dem tiefsten Punkt der Wohnkammer. Die Längs-

axe beider ist anscheinend parallel derjenigen des unpaaren Eindruckes.

Die beiden processualen Eindrücke stehen auf circa 6 Millimeter (Sehnenlänge) auseinander, jeder wieder 8 Millimeter vom unpaaren Eindruck entfernt. Legt man einen Querschnitt etwa in halber Höhe des antiprocessualen Eindruckes durch die Wohnkammer, so zeigt derselbe die folgende Gestalt. (Taf. XVI, Fig. 7.)

Aus der oben mitgetheilten Beschreibung der Eindrücke geht unbedingt hervor, dass die, sie erzeugenden Mantelfalten sehr verschiedene Gestalt besassen, zu verschiedenen Zeiten des Wachsthums auftraten und wieder verschwanden.

Die Mantelfalte der Antiprocessualseite war nur schmal, aber tief und bestand bereits längere Zeit, als sich auf der Processualseite zwei, anfangs flache, später aber etwas tiefer werdende, breite Mantelfalten bildeten; diese letzteren verschwinden aber früher, wie sie auch später kamen, als erstere.

Der Querschnitt des Mündungsrandes der Wohnkammer hat demnach zweimal, aber zu verschiedenen Zeiten die folgende Gestalt besessen. (Taf. XVI, Fig. 8.)

Die Schale bildet zahlreiche, unter sich parallele, starke Querringe von gerundetem Profil; flache, oder doch nur schwach konkave Furchen, die breiter als die Ringe sind, trennen letztere in ziemlich regelmässigen Abständen.

Die Querringe und natürlich auch die Furchen beschreiben auf der Seite der paarigen Eindrücke (= Siphonalseite = Konvexseite) einen flachen Bogen nach vorn, senken sich auf den Flanken schräg nach rückwärts und laufen auf der Seite des unpaaren Eindruckes (= Antisiphonal = Konkavseite) horizontal; demnach entsteht auf den Flanken ein, allerdings sehr undeutlicher Sinus, besser gesagt eine Einknickung der Querringe nach hinten.

Da sich sowohl Querringe, wie auch die trennenden Furchen auf den Steinkernen scharf markiren, so sind sie nicht als eine Ornamentik, etwa eine Art Verdickung der äusseren Schalschicht anzusehen, sondern sie entsprechen eben so vielen Aus- resp. Einbiegungen der Schale. Mit anderen Worten, sie sind entstanden durch die periodische, aber in kurzen Zeit-

räumen wiederkehrende Ausstülpung resp. Einschnürung des Mantelrandes in horizontaler Richtung. Die sogenannte Annulatenskulptur gewisser Nautiliden (*Orthoceratites annulati*) lässt sich demnach am besten als die Folge periodischer, in kurzen Zeiträumen auf einander folgender Verengerungen des Mantelrandes auffassen.

Die Schale des *Ctenoceras Schmidtii* ist ziemlich dick und besteht sicher aus zwei, (vielleicht aus drei) Schichten; die äussere Schicht trägt sehr feine und scharfe regelmässige Querlinien, die parallel den Wachsthumsrunzeln über die ganze Oberfläche hin laufen und in der Regel durch dreifach breitere Zwischenräume getrennt sind.

Unter der Lupe, aber nur bei bester Erhaltung sicher kenntlich, lösen sich die, dem blossen Auge homogenen Linien, als Reihen ausserordentlich kleiner, dicht gedrängter Körnchen auf. In den Zwischenräumen zweier Reihen sieht man dann weiterhin sehr feine Längsrippchen, die anscheinend je ein Knötchen zweier aufeinanderfolgender Reihen verbinden.

Die untere Schalschicht ist durch zahlreiche, sehr kleine und gedrängte Vertiefungen, die gewöhnlich regellos, zuweilen auch in kurzen Wellenlinien geordnet stehen, fein gestichelt.

Wahrscheinlich war die Schalschicht, welche die Septa bildete, und die sich nur auf eine kurze Strecke an der Wand in die Höhe zog, vollkommen glatt, ich kann dies jedoch nicht mit Sicherheit behaupten.

Man könnte die Selbständigkeit des oben von mir auf diese Art begründeten Genus in Frage stellen und eine Abtrennung dieser Art von *Orthoceras* für unzweckmässig erachten, nach meinem Dafürhalten scheint aber aus gleich zu besprechenden Gründen eine generische Scheidung vollkommen geboten. Es ist allerdings nicht zu leugnen, dass *Ctenoceras* durch seine Schalsculptur eine grosse Verwandtschaft mit der Gruppe der Annulaten besitzt, und sicherlich gehört manches, was bisher als *Orth. Hisingeri* Boll, *Orth. gotlandicum* Boll, *Orth. verticillatum* v. Hag. beschrieben ist, hierher; für Individuen, die unter dem letzteren Namen laufen, kann ich dies sogar bestimmt behaupten.

Ctenoceras unterscheidet sich vor allem von dem Typus des Genus *Orthoceras* durch die Krümmung seiner Röhre, durch abweichende Form seiner Eindrücke, und wahrscheinlich auch durch die Richtung seiner Wachsthumsringe.

Was die Krümmung der Röhre angeht, so glaube ich mich nicht zu täuschen, wenn ich dieselbe als charakteristisch für unser Genus ansehe, denn man könnte mir mit Recht einwenden, dass, da ich dieselbe nur einmal und zwar bei einem Abdruck beobachtet habe, sie sehr leicht Folge einer Verdrückung sein könnte.

Ich würde mich auch nicht so positiv hierüber ausgesprochen haben, trotzdem die ausserordentlich gleichmässige, sanfte Biegung des Abdruckes gegen eine Verdrückung sprechen würde, wenn ich nicht weitere Beweise für eine gebogene Gestalt der Röhre hätte. Im hiesigen Provinzialmuseum habe ich zwei Exemplare des Genus *Ctenoceras* gesehen, welche genau dieselbe sanfte Biegung der Röhre in gleicher Richtung zeigen, mithin eine zufällige Verdrückung vollständig ausgeschlossen ist.

Da hiermit eine Krümmung der Röhre constatirt ist, so würde es doch einen Widerspruch in sich schliessen, wollte man einen gebogenen Cephalopoden bei einem Genus belassen, dessen wesentlichstes Charakteristicum in der geraden Richtung der Röhre besteht.

Ich bin im allgemeinen nicht sehr geneigt, den Werth der Krümmung der Röhre, sei es als specifisches, sei es als generisches Unterscheidungsmerkmal, zu hoch anzuschlagen, aber selbst bei grösster Limitirung scheint es mir dennoch zu weit gegangen, wenn ein und dasselbe Genus gerade und gebogene Formen in sich schliessen soll.

Was die Schalskulptur angeht, so möchte ich auf dieses Merkmal hin *Ctenoceras* generisch als ganz sicher verschieden von den Formen aus der Verwandtschaft des *Orthoceras regulare*[1]) ansehen, die sämmtlich durch eine flache, nur mehr oder minder stark gestreifte Schale charakterisirt sind.

---

[1]) Ueberhaupt scheint es mir dringend geboten, demnächst eine Revision des Genus *Orthoceras* vorzunehmen, das zur Zeit Formen mit verschiedenster Schalskulptur einschliesst, die fast als einziges gemeinsames Merkmal nur die gerade Richtung der Röhre besitzen.

In Bezug auf die Eindrücke an der Wohnkammer sind bei aller Aehnlichkeit dieser, mit der gleichen Erscheinung bei *Orth. regulare* doch einige Unterschiede zu erwähnen, von welchen ich allerdings nicht genau weiss, ob sie sich nicht innerhalb der specifischen Grenzen bewegen.

Bei *Ctenoceras* dauert die Anwesenheit der unpaaren Mantelfalte entschieden länger, als bei *Orth. regulare*; nicht nur, dass sie früher auftritt als diejenigen, welche die paarigen Eindrücke erzeugen, so verschwindet sie auch bei *Ctenoceras* später als jene, während bei *Orth. regulare* das Verschwinden der drei Mantelfalten zu gleicher Zeit stattfindet.

Ctenoceras vereinigt ferner den Typus der schmalen, sowie der breiten Mantelfalten, die bei den normal ausgebildeten Individuen des *Orthoceras regulare* oder *bifoveatum* immer getrennt vorkommen. Doch möchte ich hierauf weniger Gewicht legen, da hierüber einerseits noch zu wenig Beobachtungen vorliegen, andererseits das Exemplar des *Orth. regulare* var. *quinquefoveatum* doch eine gewisse Combination beider Faltentypen, wenn auch nur als Abnormität an einem und demselben Individuum aufweist.

Herr Krause beschrieb, angeblich aus dem Beyrichienkalk stammend, ein Exemplar unserer Art als *Orth. verticillatum* Hag. Durch die Freundlichkeit des Herrn Dames war es mir ermöglicht, das betreffende Exemplar untersuchen zu können und ist nach meinem Dafürhalten dasselbe mit unserer Art ident, irrthümlicher Weise aber aus einem höheren Niveau genannt. Genanntes Fossil wurde auch nicht im typischen Beyrichienkalke, sondern lose im Diluvialsande gefunden, mithin kann eine Verwechselung leicht möglich sein, wenn aus der petrographischen Beschaffenheit auf das Niveau geschlossen wurde. Das Gestein des fraglichen Exemplares gleicht völlig unseren Vaginaten- oder Echinosphaeritenkalken, aus welch' ersterem der ächte *C. Schmidtii* stammt.

Ctenoceras Schmidtii ist mit Sicherheit bis jetzt nur aus dem Vaginatenkalk Estlands und gleichaltrigen Geschieben des norddeutschen Flachlandes bekannt. In Estland ist er aber nach Mittheilung meines Freundes Schmidt selten, während er in den Geschieben gerade nicht zu den selteneren Formen zählt.

Genus Ancistroceras Boll emend. Noetling.

1881. *Strombolituites* Remelé, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, Bd. 33, S. 190.

Gehäuse aus einer Spirale und einem geraden Theil bestehend; der älteste Theil in einer Spirale aufgerollt, deren Umgänge entweder dicht aneinander liegen oder sich nicht berühren; der jüngere Theil, der gewöhnlich rasch an Breite zunimmt und daher mehr oder minder schlank kreiselförmige Gestalt zeigt, streckt sich ohne dorsale Einbiegung in vollkommen gerader Richtung.

Kammerwände zahlreich, aber nicht sonderlich dicht auf einander folgend, daher die Kammern verhältnissmässig hoch; nach rückwärts in die kurzen cylindrischen Siphonalduten ausgezogen. Siphonalstrang subcentral, nach der Dorsalseite hingerückt.

Schale aus drei Schichten zusammengesetzt; die innere, welche auch die Septa bildet, glatt, die mittlere fein gestichelt, die äussere mit scharfen, feinen Querstreifen bedeckt, deren Verlauf dem der Wachsthumsringe parallel ist. Diese sind ziemlich stark ausgeprägt, sehr regelmässig und zahlreich und folgen in gleichmässigen, aber progressiv an Grösse zunehmenden Abständen aufeinander. Auf der Dorsalseite beschreiben die Ringwulste einen breiten, flachen Sattel nach vorn, senken sich auf den Flanken nach rückwärts, um hier einen flachen Sinus zu bilden; auf der Ventralseite erheben sie sich wiederum zu zwei hohen, relativ schmalen Sätteln, die durch einen schmalen und tiefen Sinus geschieden werden. Im oberen Theil verflachen sich die Biegungen der Wachsthumsringe, welche scharf ausgeprägt nur im unteren Theile des Gehäuses auftreten; ihr Verlauf gleicht dann mehr einer schwach welligen Linie.

Länge der Wohnkammer unbekannt; Mündungsrand in drei Lappen ausgezogen, wovon zwei höhere, aber schmale, durch einen schmalen und tiefen Ausschnitt getrennt auf der Ventralseite stehen, der dritte niedrigere, aber breitere auf der Dorsalseite befindlich, von jenen durch zwei flache und breite Ausschnitte auf den Flanken getrennt ist.

Sekundäre Mantelausscheidungen in Form einseitiger Vertikal- oder ringförmiger Horizontallamellen wahrscheinlich bei Allen vorhanden.

Im Jahre 1857 beschrieb BOLL[1]) eigenartig gekrümmte Cephalopoden aus untersilurischen Geschieben Mecklenburgs unter dem Namen *Lituites undulatus*, für welche er anfangs ein besonderes Genus, dem er den Namen *Ancistroceras* beilegt, aufstellt und dieselben auch unter der Bezeichnung *A. undulatus* auf tb. VIII abbildete.

Im Texte hat BOLL die generische Selbständigkeit dieses Fossils deswegen wieder aufgegeben, weil nach seinen eigenen Worten die Skulptur der Schale (undulirende Ringwulste und Ringstreifen, ein nach der Spitze hin an Tiefe zunehmender Rückensinus) mit derjenigen des *Lituites perfectus* so grosse Aehnlichkeit zeige, dass er sich genöthigt sehe, das betreffende Fossil der Gattung *Lituites* zuzuzählen.

Herr DEWITZ[2]) wies nun an Exemplaren aus Geschieben Ost-Preussens nach, dass diese Cephalopoden, wie BOLL ursprünglich annahm, in der That von *Lituites* verschieden seien und demgemäss das von BOLL fallengelassene Genus *Ancistroceras* zu restituiren sei. Herr DEWITZ erklärte allerdings eine spiralige Aufrollung der Spitze für fraglich, und scheint sich in dem citirten Aufsatze nicht für die Annahme einer solchen auszusprechen.

Bald darauf erschien ein Aufsatz des Herrn REMELÉ[3]), worin er auf Grund eines von ihm gemachten prachtvollen Fundes einer Form, »deren Zugehörigkeit zu ein und demselben engeren Formenkreise mit *Lituites undulatus* auf den ersten Blick zu erkennen ist«, eingehend ausführt, dass die in Rede stehenden Cephalopoden in der That zu den Lituiten gehörten und nicht, wie DEWITZ annimmt, als eine selbständige Gattung aufgefasst werden könnten.

Herr REMELÉ gründet seine Ansicht von der generischen Identität der in Rede stehenden Fossilien im Wesentlichen auf die Gestalt des Gehäuses, das zu Beginn in einer Spirale aufgerollt

[1]) Beitrag zur Kenntniss der silurischen Cephalopoden, Archiv des Vereins der Freunde der Naturgesch. in Mecklenburg 1857, Bd. 11, S. 32, tb. VIII, fig. 25.

[2]) Ueber einige ostpreussische Silurcephalopoden. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, Bd. 33, S. 387.

[3]) *Strombolituites*, eine neue Untergattung der perfecten Lituiten nebst Bemerkungen über die Cephalopoden-Gattung *Ancistroceras*. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1881, Bd. 33, S. 187 ff.

war, später aber sich in gerader Richtung streckte, analog der Aufrollung der Röhre bei den typischen Vertretern des Genus *Lituites*, dem *L. lituus* oder *perfectus*.

Nachdem Herrn REMELÉ die Zugehörigkeit zu *Lituites* sicher scheint, führt er weiter aus, dass die betreffenden Fossilien in die Abtheilung der »perfecten Lituiten« gehören. Maassgebend sind für ihn »die gerade Richtung der Axe des freien Armes und der geringe Durchmesser der Spirale«. Weitere Beweisgründe sind »die Lage des Siphos, die in den ausgestreckten Theil hoch hinaufgehende Kammerung und die Oberflächenskulptur«, die kurz darauf »wie bei den eigentlichen perfecten Lituiten« angegeben wird.

Da aber doch »die ganze Form dieser fossilen Organismen wiederum eine so durchaus eigenartige« ist, so drängt sich nach Herrn REMELÉ von vorn herein die Nothwendigkeit der Constituirung eines Subgenus von *Lituites* auf, für welche der Name *Strombolituites* vorgeschlagen wird.

Prüfen wir nun die von Herrn REMELÉ beigebrachten Beweisgründe näher, so glaube ich, dass die morphologische Aehnlichkeit, die Uebereinstimmung in der Aufrollung des Gehäuses, an und für sich für die Verwandtschaft garnichts beweist. Wenn zwei Cephalopodenformen in gleicher Gestalt gekrümmt sind, so brauchen sie deswegen noch nicht ohne Weiteres dem gleichen Genus anzugehören. Leider aber ist das Eintheilungsprincip nach der Gestalt und Krümmung der Röhre dasjenige, welches heutzutage bei der Systematik der Nautiliden fast ausschliesslich verwerthet ist, man hat sich bis jetzt noch nicht veranlasst gesehen, die rationellere bei der Systematik der Ammonitiden angewendete Methode zu gebrauchen und vor Allem den wichtigen und bezeichnenden Charakter der Schalskulptur voranzustellen.

Für die Ansicht des Herrn REMELÉ sprach die Methode der Systematik und da auch das wichtige Merkmal der Schalskulptur völlig gleich sein soll, so schien die Frage nach der systematischen Stellung der Formen aus der Verwandtschaft des *Lituites undulatus* gelöst.

Die Schalskulptur beschreibt BOLL einfach und kurz mit den Worten »Skulptur der Schale mit der des *L. perfectus* fast gleich«.

Bei letzterer Art sagt er: »Die Oberfläche des Gehäuses ist mit ringförmigen Wulsten bedeckt, die sich etwas wellenförmig biegen und namentlich auf dem Rücken einen tieferen Sinus bilden, der nach der Spitze des Gehäuses hin noch viel tiefer wird. Ausser diesen Ringwulsten zeigt die Schale noch ähnlich verlaufende, sehr dicht gestellte Ringstreifen, gegen welche auf dem spiralen Theile des Gehäuses die Wulste endlich ganz zurücktreten«.

Bedauerlicher Weise muss konstatirt werden, dass die BOLL'sche Beschreibung der Schalskulptur des *L. perfectus* sehr wenig präcise ist, da eine oberflächliche Untersuchung dieser oder der zweiten Art *L. lituus* zeigt, dass der Verlauf der Ringwulste ein viel komplicirterer, aber weit bezeichnenderer ist, als BOLL angiebt. Ich habe bei Gelegenheit meiner Unterschuug über *Lituites lituus* [1]) nachgewiesen, dass die Ringwulste oder Wachsthumsrunzeln vier Sättel nach vorn beschreiben, die durch vier Einsenkungen nach rückwärts getrennt werden und die stets bestimmte Stellen einnehmen. Zwei etwas längere und schmälere Sättel begrenzen auf der Ventralseite einen tiefen und schmalen Sinus. Diese werden durch einen flachen, breiten Sinus auf den Flanken, von zwei breiteren und flacheren Sätteln der Dorsalseite getrennt. Die beiden letzteren begrenzen einen, dem Ventralsinus gegenüberliegenden, breiteren und flacheren Dorsalsinus.

Es geht nun aus der Abbildung von BOLL's *Lituites undulatus* nicht ganz klar hervor, ob dessen Schalskulptur mit der eben mitgetheilten, eines typischen Vertreters des Genus *Lituites* übereinstimmt; denn stände dem so, dann wäre in der That gegen die systematische Stellung des fraglichen Fossils nichts einzuwenden.

Nun aber haben die Herren DEWITZ [2]) und REMELÉ das BOLL'sche Original untersucht und zwar beschreibt Herr DEWITZ die Oberflächenskulptur folgendermaassen: »In der Entfernung von etwa einer halben Kammerhöhe verlaufen undulirende Ringwulste und auf und zwischen ihnen gleichlaufende feine, besonders auf der äusseren Schale scharf hervortretende Riefen. Diese

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, Bd. 34, S. 174.

[2]) l. c. S. 388.

Wulste und Riefen bilden zu jeder Seite des Gehäuses und auf der convexen Seite einen mit der Oeffnung nach vorn gekehrten Sinus.«

Herr Remelé [1]) beschreibt die Schalskulptur in folgender Weise: »Die Schale ist nämlich bei Boll's Art mit Ringwellen, sowie auf und zwischen denselben liegenden Parallelstreifen versehen, welche insgesammt auf der Bauchseite [2]) einen sehr flachen nach vorne und auf den Seiten einen etwas deutlicheren, nach hinten konvexen Bogen beschreiben, sodann beiderseits nach dem Rücken zu sich erheben und auf dem letzteren einen tiefen Sinus bilden.

Es ist nun nicht zu verkennen, dass von beiden Beschreibungen diejenige des Herrn Remelé die bei weitem ausführlichere und klarere ist; ich habe sie demnach bei folgender Vergleichung als Grundlage genommen.

Stellen wir nun den Verlauf der Wachsthumsrunzeln, wie er bei *Lituites lituus* oder *perfectus* und wie er bei *Lituites undulatus* beobachtet, kurz zusammen, so ergiebt sich folgendes Schema:

	Dorsalseite	Flanken	Ventralseite
Lituites lituus . . .	Sattel Sinus Sattel	Sinus	Sattel Sinus Sattel,
Lituites undulatus	Sattel	Sinus	Sattel Sinus Sattel.

Hieraus sieht man aber auf den ersten Blick die grosse Verschiedenheit im Laufe der Wachsthumsrunzeln oder Ringwulste beider Arten, mithin ist also die Oberflächenskulptur bei *Lituites undulatus* oder *Strombolituites* nicht gleich derjenigen der perfekten Lituiten, wie bisher angenommen wurde, sondern nicht unbedeutend davon verschieden.

Auf der Ventralseite und den Flanken beschreiben die Ringwulste die gleichen Biegungen, während sie aber bei *Lituites lituus* auf der Dorsalseite zwei Sättel, in der Mitte getrennt durch einen Sinus beschreiben, bilden sie bei

[1]) l. c. S. 188.

[2]) Was hier Herr Remelé Bauchseite nennt, habe ich als Dorsalseite angeführt und umgekehrt. Die Gründe hierfür habe ich in meiner oben citirten Abhandlung über *Lituites lituus* näher dargelegt.

Lituites undulatus blos einen Sattel, der die ganze Dorsalseite einnimmt.

Der zweite der Beweisgründe, auf welchen von Boll und auch von Remelé so grosses Gewicht gelegt wird, erweist sich somit als hinfällig; den Anderen, Lage des Sipho, Kammerung, kann auch ein besonderes Gewicht nicht beigemessen werden.

Dem Unterschiede im Verlauf der Wachsthumsrunzeln ist aber eine noch tiefergehende Bedeutung beizumessen. In meinem mehrfach citirten Aufsatz über *Lituites lituus* habe ich auf den engen Zusammenhang zwischen dem Verlauf der Wachsthumsrunzeln und der Gestaltung des Wohnkammerrandes aufmerksam gemacht. Ich habe dort bewiesen, dass sowohl bei *Nautilus* als bei *Lituites* einem Sattel der Wachsthumsrunzeln eine lappige Verlängerung, einem Sinus ein Ausschnitt des Mündungsrandes der Wohnkammer entspricht.

Die Anwendung dieses Gesetzes zur Reconstruction des Mündungsrandes von *Lituites undulatus* liegt nahe, und es ist vorläufig kein Grund zur Annahme vorhanden, dass diese, wie ich weiter unten ausführen werde und wie auch von allen Autoren angenommen wird, dem Genus *Lituites* doch nahe verwandte Form von dieser Regel eine Ausnahme machen sollte.

Hiernach folgt aber, dass der Mündungsrand bei dieser Form dreilappig war, und zwar befanden sich zwei, wahrscheinlich längere und schmälere Lappen, getrennt durch einen tiefen und schmalen Ausschnitt auf der Ventralseite; der dritte, wahrscheinlich breitere, aber kürzere Lappen stand auf der Dorsalseite, gegenüber dem Ventralausschnitt und war durch zwei breite und flache Ausschnitte auf den Flanken von den Ventrallappen geschieden.

Wenn sich auch zur Zeit über die Gestalt der lappigen Verlängerungen des Mündungsrandes der Wohnkammer nichts genaues sagen lässt, ob sie etwa nach Innen gebogen oder vielleicht gedreht waren, so glaube ich aber ihre Existenz sehr wahrscheinlich gemacht zu haben und ich zweifle nicht, dass sie in Zukunft nachgewiesen werden.

Bei einer derartigen Gestaltung des Wohnkammerrandes der Formen aus der Verwandtschaft des *Lituites undulatus*, wie ich

sie hier annehme, kann aber nicht wohl von einer generischen Vereinigung dieser Gruppe mit den typischen Formen des Genus *Lituites*, ausgezeichnet durch einen vierlappigen Mündungsrand, die Rede sein. Hiernach ist also eine generische Trennung des *Lituites undulatus* nothwendig, und dabei ist die ursprünglich hierfür gebrauchte Benennung *Ancistroceras* vorzuziehen, gleichgültig ob Boll bei der Wahl dieses Namens an ein Fossil mit oder ohne Spirale gedacht hat.

Vom Genus *Ancistroceras* sind eine ganze Reihe von Arten beschrieben worden und zwar kennt man bis jetzt:

Ancistroceras undulatum Boll [1])
» *Torelli* Remelé [2])
» *Barrandei* Dewitz [3])
» *Bolli* Remelé [4]).

Fast sämmtlich sind diese nur nach dem grösseren oder geringeren Wachsthumscoëfficienten und nach der gröberen oder feineren Schalsculptur unterschieden. Ich will mich hier auf keine Discussion dieser Arten einlassen, da mir das nöthige Material hierzu fehlt, meiner persönlichen Ansicht nach sind aber nur die beiden erstgenannten selbständige Arten, während von beiden letzteren höchst wahrscheinlich *A. Barrandei* mit *A. undulatum*, und *A. Bolli* mit *A. Torelli* ident ist.

Wir dürfen wohl von Herrn Remelé demnächst hierüber die beste Auskunft erwarten; sollte sich diese meine Ansicht bestätigen, so umfasst *Ancistroceras* zwei leicht unterscheidbare Arten. Die eine, *A. undulatum* charakterisirt sich durch einen schlankkegelförmigen geraden Theil und durch eine Spirale mit geschlossenen Umgängen, bei *A. Torelli* ist da-

---

[1]) l. c. S. 32, tb. VIII, fig. 25.

[2]) l. c. S. 189, fig. 1.

[3]) l. c. S. 387, tb. XVII, fig. 6, 6a.

[4]) Remelé, Ueber einige gekrümmte untersilurische Cephalopoden. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, Bd. 34, S. 119, tb. V, fig. 2a—c.

gegen der gerade Theil breitkegelförmig, und die Umgänge der Spirale berühren einander nicht.

Es ist weiter hin nicht zu verkennen, dass *Ancistroceras* in engster Verwandtschaft zu *Lituites* steht, hierfür spricht vor allem die vollständig gleiche Skulptur der dritten, äusseren Schalschicht (natürlich abgesehen von den Biegungen der Wachsthumsrunzeln).

Ferner wäre zu erwähnen die Gestalt der runden, kurz cylindrischen Siphonalduten, die excentrische, dorsale Lage des Siphos, die ähnliche Form in der Biegung der Röhre und schliesslich noch die sekundären Mantelausscheidungen gleicher Art bei beiden Geschlechtern.

Es scheint daher nicht unangemessen, wenn wir die beiden Genera zu einer Familie *Lituidae* vereinigen, deren Charaktere die folgenden wären:

Familie *Lituidae* Noetling.

Gehäuse aus einem gestreckten Theil und einer Spirale bestehend: die Umgänge letzterer entweder dicht aneinander liegend oder sich nicht berührend. Septa schwach convex, nach rückwärts in kurze cylindrische Siphonalduten von verhältnissmässig geringem Durchmesser ausgezogen. Siphonalstrang subcentral, der Dorsalseite nahe gerückt. Kammernähte einfach ringförmig. Schale aus drei Schichten zusammengesetzt, die innere, welche die Septa bildet glatt, die mittlere fein gestichelt und die äussere mit feinen scharfen Querstreifen. Starke Wachsthumsrunzeln, zahlreich und ziemlich regelmässig aufeinander folgend, in Form von flachen Ringwülsten vorhanden.

Mündungsrand der Wohnkammer entweder in drei oder vier Lappen, die durch Ausschnitte getrennt sind, ausgezogen.

Vorkommen: Im Untersilur Nordeuropas.

1) Genus *Lituites* Breyn. Mündungsrand der Wohnkammer vierlappig.

Lituites lituus Montfort. Umgänge der Spirale fest aneinanderliegend.

Lituites perfectus Wahlenberg. Umgänge der Spirale sich nicht berührend.

Vorkommen: Nur im Untersilur, und zwar im typischen Echinosphaeritenkalk Estlands und in Schweden, sowie in den gleichalterigen Diluvialgeschieben Norddeutschlands.

2) Genus *Ancistroceras* Boll. Mündungsrand der Wohnkammer dreilappig.

Ancistroceras undulatum Boll. Umgänge der Spirale fest aneinanderliegend.

Ancistroceras Torelli Rem. Umgänge der Spirale sich nicht berührend.

Vorkommen: Im gleichen Niveau wie vorige, aber in Estland sehr selten, anscheinend häufiger in Schweden und den dorther stammenden Diluvialgeschieben.

Ancistroceras Torelli Remelé sp.

tab. XVIII, fig. 6.

1881. *Strombolituites Torelli* Remelé. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. 33, S. 192, Fig. 2.

Vom Gehäuse ist nur der gerade Theil vorhanden, dessen dorsale Krümmung am unteren Ende jedoch das Vorhandensein einer Spirale darthut. Die Gesammtlänge beläuft sich auf circa 95 Millimeter. Der Querschnitt der Röhre ist vollkommen kreisförmig; der untere Durchmesser beträgt 15 Millimeter, der obere 52 Millimeter. Hiernach berechnet sich der Wachsthumscoëfficient bei einem Abstande beider Durchmesser von 80 Millimeter zu etwa $^1/_2$. Der gerade Theil des Gehäuses besitzt also schlank kreiselförmige Gestalt und scheint in ziemlich starker Krümmung in die Spirale überzugehen.

Die Kammerhöhe schwankt zwischen 10 und 11 Millimeter; die uhrglasförmigen Septa sind mässig gewölbt, und nach rückwärts in eine runde, muthmaasslich kurze Siphonaldute ausgezogen.

Der Siphonalstrang liegt excentrisch der Dorsalseite etwas näher gerückt. An der Basis der ersten Kammer wurde das Verhältniss des Dorsalabstandes zum Ventralabstande mit 3 : 4 gefunden. Der Durchmesser des Siphos betrug an der Basis der ersten Kammer des Fragmentes 6 Millimeter, d. h. etwa $^1/_8$ des Gesammtdurchmessers.

Die Schale ist aus drei verschiedenen Schichten zusammengesetzt; die innerste, welche die Scheidewände bildet und wahrscheinlich auch die Kammern im Innern zum grössten Theil auskleidete, war glatt; die folgende mit zahlreichen, sehr feinen, gestichelten Wellenlinien bedeckt und die äussere trug feine, scharfe, erhabene Querlinien, die ziemlich dicht gedrängt folgen, und deren Verlauf parallel demjenigen der Ringwülste oder Wachsthumsrunzeln ist. Diese beschreiben auf der Dorsal- (Concav) Seite einen im unteren Theil der Röhre etwas spitzigen, im oberen flacheren Bogen nach vorn; auf den Seiten senken sie sich nach rückwärts und bilden einen flachen Sinus, dessen tiefster Punkt der Ventralseite genähert ist; auf der Ventralseite bilden sie einen breiten und tiefen Sinus, den zwei hohe Sättel seitlich begrenzen.

Wohnkammer nicht vorhanden.

Was das hier beschriebene Individuum besonders auszeichnet, ist das Vorhandensein einseitiger Verticallamellen im Lumen der Luftkammern, analog derjenigen Bildung, welche ich bei *Lituites lituus* beschrieb. Leider lässt sich nur das Vorhandensein einer solchen Verticallamelle in einer Kammer beobachten, ich vermuthe aber, dass solche auch in anderen Kammern auftreten; jedoch kann ich, ohne das betreffende Exemplar nicht allzu sehr zu zerstören, dies nicht mit Sicherheit behaupten.

Man sieht in dieser Kammer, von der Dorsalseite ausgehend, eine verticale Lamelle von krystallinischer Structur und narbiger, runzeliger Oberfläche, bis zum Siphonalstrang laufen, an welchen sie sich, indem sie sich gabelt, ringsherum anlegt. Es ist zu erwähnen, dass diese Verticallamelle nicht in der Symmetrieebene liegt, sondern einen Winkel von etwa 60^{0} mit dieser bildet. Wie bei *Lituites lituus*, so ist auch hier die Verticallamelle ein integrirender Bestandtheil einer bräunlichen krystallinischen Schicht, welche die ganze Kammer auskleidete und an Stelle der normalen, glatten Schicht die Innenseite der Kammer bildete, mit der sie sowohl oben als unten innig verschmolzen ist.

Diejenigen Theile der krystallinischen Schicht, welche die eigentliche Septa bedecken, zeigen ebenfalls runzelige Oberfläche, und zwar sind die Runzeln deutlich radiär geordnet.

In engem Zusammenhang mit der krystallinischen Auskleidungsschicht, scheint die von Dewitz [1]) zuerst und bis jetzt nur (?) bei diesem Genus beobachtete »Doppelkammerung« zu stehen. Bei obigem Exemplar zeigen nämlich zwei mit gelblichweissem, grobkrystallinischem Kalkspath erfüllte Kammern, zwei dunklere Streifen, welche jederseits von der oberen Kammerecke beginnend, in schräger Richtung nach rückwärts gegen die Mitte zu laufen, wo sie aber nicht mehr zu verfolgen sind. In der Nähe dieser Streifen konnte ich mit Hülfe der Nadel die Ausfüllungsmasse entfernen und hierbei ergab sich, dass die dunklen Streifen Querschnitte einer dünnen convexen (ringförmigen?) Lamelle darstellen, welche von der Seitenwand ausgehend, anscheinend nicht den ganzen Querschnitt überspannt, sondern in der Mitte durchbrochen bleibt. An der Seitenwand verschmilzt diese Lamelle mit der krystallinischen Auskleidungsschicht der Kammer.

Ich bedauere, dass mein Material nicht ausreicht, diese sonderbaren secundären Mantelausscheidungen im Inneren der Kammer näher zu untersuchen; so sehr selten scheinen dieselben übrigens gar nicht zu sein, da ich sie bis jetzt an allen drei Exemplaren, welche ich von dieser Art besitze, beobachtet habe. Bei einem Exemplar erreicht diese einseitige Verticallamelle sogar die respectable Dicke von 3 Millimeter.

A. Torelli ist bis jetzt nur in Diluvialgeschieben Norddeutschlands gefunden, deren Alter etwa dem Echinosphaeritenkalk Estlands gleich sein wird.

Ancistroceras undulatum [2]) Boll.

tab. XVIII, fig. 7—7*a*.

Syn. cf. Remelé, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, Bd. 34, S. 117.

Von dieser Species habe ich kürzlich ein prächtiges Exemplar von etwa 140 Millimeter Gesammtlänge gefunden, bei dem nicht nur der spirale Anfangstheil des Gehäuses vollkommen erhalten ist, sondern auch der gestreckte Theil eine Länge von etwa 130 Milli-

---

[1]) Dewitz, Zeitschr. f. d. gesammt. Naturw. 1878, Bd. 51, S. 295 ff. tb. 13. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, Bd. 32, S. 386.

[2]) Richtiger ist wohl *undulatum* anstatt *undulatus*.

meter besitzt. Leider fehlt aber auch bei diesem Exemplar jede Spur der Wohnkammer, es bringt aber den charakteristischen Habitus der Gattung, eine minimale Spirale am Ende eines mächtigen gestreckten Theiles, vorzüglich zur Geltung.

Der spirale Theil des Gehäuses ist sehr klein und aus etwas mehr als zwei Windungen, die aber sehr rasch an Breite zunehmen, gebildet. Charakteristisch für unsere Art ist der Umstand, dass die Umgänge der Spirale bis zu dem Punkte, wo die Schale anfängt sich in gerader Richtung zu strecken, fest aneinander liegen. Ich zähle im spiralen Theil circa 23 Luftkammern, die eine verhältnissmässig grosse Höhe besitzen. Die erste Kammer zeigte eine stumpf kegelförmige Gestalt und liegt nicht im Centrum der Spirale. Da nun die folgende Kammer mit der Embryonalkammer nur vermittelst des Septums in Verbindung stand und sich nicht mit ihrer Wand an jene erstere fest anlegte, da ferner die folgenden Kammern bis zur Vollendung der ersten Windung in gleicher Weise fortwachsen, so folgt einmal, dass bei *Ancistroceras* der embryonale Theil hakenförmig gekrümmt war, und dass, wie es wahrscheinlich bei allen spiral aufgerollten Nautiliden ohne Ausnahme der Fall war, das Centrum der Spirale durchbohrt ist.

Die Höhe der ersten Windung misst 4, ihre Breite etwa 3 Millimeter; die Höhe der ganzen Spirale maass 9, ihre Breite bis etwa dahin, wo die Schale beginnt sich loszulösen, 12 Millimeter, wovon aber allein etwa 6 Millimeter Breite auf den Durchmesser der Röhre am Ende der Spirale entfallen.

Die Röhre hat kaum die zweite Windung vollendet, als sie beginnt, sich in vollständig gerader Richtung zu strecken und von nun ab permanent in dieser fortzuwachsen, wobei sie ziemlich rasch an Breite zunimmt. Der unterste Durchmesser des geraden Theils misst 10, der oberste 56 Millimeter; beträgt der direkte Abstand beider 119 Millimeter, so berechnet sich der Wachsthumscoëfficient zu 2,5. Es ist natürlich der direkte Abstand beider Durchmesser bei der conischen Gestalt der Röhre nur schwer anzugeben, daher könnte die Decimalstelle des Wachsthumscoëfficienten etwas zu hoch gegriffen sein.

Während der Querschnitt im spiralen Theil des Gehäuses anfangs wohl elliptisch war, und zwar in ventrodorsaler Richtung etwas komprimirt, geht er am Ende der Spirale durch einen gerundet vierseitigen, bald in den vollkommen kreisförmigen Umriss über.

Der Siphonalstrang liegt excentrisch gegen die Dorsalseite hingerückt; am Ende der Spirale beträgt das Verhältniss beider Durchmesser 3 : 2. Nach oben hin dürfte dies Verhältniss wohl geringer werden, doch konnte es nicht mit Sicherheit ermittelt werden, da die Dorsalseite auf ein grösseres Stück eingedrückt ist.

Der Durchmesser des Siphos am oberen Ende beträgt 8 Millimeter, also etwa $^1/_7$ des Kammerdurchmessers.

Im gestreckten Theil zähle ich 21 Kammern, die in ziemlich regelmässigen Abständen auf einander folgen; die Höhe der Kammern ist, wie sich aus mehreren Messungen ergab, 3,5 in ihrem oberen Durchmesser enthalten. In der 8. Kammer, von obenan gezählt, betrugen die entsprechenden Grössen: Kammerhöhe 10, Durchmesser 35 Millimeter, in der 6. Kammer 4 resp. 14 Millimeter.

Die Septa sind flach uhrglasförmig gewölbt und heften sich in einer Kreislinie an die Wand der Röhre an. Nach rückwärts waren sie in eine cylindrische, kurze (?) Siphonaldute ausgezogen.

Die Zusammensetzung der Schale ist die gleiche wie bei voriger Art. Auf der äusseren Schalschicht scheinen die feineren Querstreifen in etwas weiteren Abständen wie bei voriger Art zu stehen, ich glaube aber, dass gerade hierin ein allzu grosser Unterschied beider Arten nicht wird zu finden sein, da dieser Charakter selbst beim Individuum variirt. Durchschnittlich stehen zwei der Querstreifen auf der Höhe eines der Ringwülste, zwei auf den Seiten und zwei in der Zwischenfurche.

Die Biegung der Wachsthumsrunzeln oder Ringwülste ist genau dieselbe wie bei voriger Art.

Sekundäre Mantelausscheidungen habe ich an dem der Beschreibung hauptsächtlich zu Grunde liegenden Exemplar nicht beobachtet, sie dürften aber nicht fehlen.

Von voriger Art unterscheidet sich *A. undulatum* unschwer durch den schlankeren gestreckten Theil der Röhre und durch

die Spirale mit fest aneinanderliegenden Umgängen; augenscheinlich war letztere entsprechend der plumperen Gestalt des *A. Torelli* bei dieser Art etwas grösser als bei *A. undulatum*.

Wahrscheinlich ist der von Eichwald in der *Lethaea rossica* tb. XXVI, f. 14*a* und *b* abgebildete *Cyrtoceras Odini* ident mit unserer Art, doch will ich dies nicht mit Sicherheit behaupten, dass aber fragliches Fossil dem Genus *Ancistroceras* angehört, davon habe ich mich aus eigener Anschauung des Eichwald'schen Originals überzeugt.

A. undulatum gehört mit voriger Art zu den bezeichnendsten Fossilien in Geschieben vom Alter des estländischen Echinosphäritenkalkes und scheint auch nicht gerade selten zu sein; in anstehenden Schichten Estlands gehört jedoch auch diese Art zu den selteneren Formen.

Königsberg, im Januar 1884.

Ueber Echinosphärites

und einige andere organische Reste aus dem Untersilur Thüringens.

Von Herrn **H. Loretz** in Berlin.

Das thüringische Untersilur erscheint als ein stratigraphisches Glied des dortigen, azoische und palaeozoische Schichten umfassenden Schiefergebirges [1]; es ist hauptsächlich aus einem dunklen, oft etwas rauhen, meist secundär geschieferten, einförmigen Thonschiefer zusammengesetzt, mit welchem Griffelschiefer und untergeordnet eigenthümliche, oolithische Eisensteinschichten, sowie Quarzit oder quarzitische Schiefer verbunden sind.

Der Griffelschiefer bildet im südwestlichen Theil unseres Gebirges (Gegend von Hämmern bis Spechtsbrunn) in zusammenhängendem Zug den unteren, dem Cambrium benachbarten Theil des Untersilurs, und ist hier auch substanziell von dem höheren, rauheren Schiefer etwas verschieden; weiter nach NO. (Gegend

---

[1] Wir haben hier zunächst nur das Gebiet des eigentlichen Thüringer Waldes im Auge, mit Ausschluss der östlicheren und südöstlicheren Gebiete, also des Vogtlands, Frankenwaldes, Fichtelgebirges; also beiläufig die Verbreitung des Untersilur wie sie auf der Richter'schen Karte des thüringischen Schiefergebirges (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXI, 1869) zu ersehen ist. —

Die folgenden Mittheilungen sind die weitere Ausführung eines in einer Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft gehaltenen Vortrags (vergl. Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXVI, Sitzungsprotocoll vom 5. März 1884).

von Gräfenthal und Saalfeld), wo die Lagerungsverhältnisse viel verwickelter werden, ist eben solcher Griffelschiefer, stets dem Cambrium benachbart, zwar auch noch zu erkennen, jedoch erscheint hier ein etwas rauherer Griffelschiefer öfters als blosse Structurabänderung des höheren Untersilurthonschiefers oder Haupt-Thonschiefers, wie wir ihn nennen können. Der oolithische, dem Chamosit Berthier's sehr nahe stehende Eisenstein kommt in Form schmaler, nicht sehr weit durchgehender Zwischenlager mindestens in zwei Horizonten vor, indem er im südwestlichen Gebiet sich an der unteren und oberen Grenze jenes Griffelschieferzugs einstellt; weiter nach NO. sind in Folge der Lagerungsverhältnisse diese und ein etwaiger weiterer Eisensteinhorizont nicht leicht auseinander zu halten. Quarzitischer Schiefer und Quarzit treten im südwestlichen Gebiet sehr zurück, während sie weiter nach NO. (Gegend von Schmiedefeld, Reichmannsdorf u. s. w.), und zwar in engster Verbindung mit dem hier erheblich stärker entwickelten Eisenstein ebenfalls stärkere Zwischenlager des Thonschiefers bilden. Noch weiter nach NO. (Gegend von Saalfeld) scheint Quarzit auch für sich allein stärkere Einlagerungen im Thonschiefer zu bilden, wie dies auch weiterhin, im Vogtland, der Fall ist.

Wenn somit auch verschiedene Schichtgesteine des Untersilurs in Thüringen zu verzeichnen sind, so sind dieselben doch nicht so angeordnet, dass eine gewisse stratigraphische Folge derselben überall wiederzuerkennen wäre; auf der Karte kann unser Untersilur zunächst nur als zusammengehöriges Ganze verzeichnet, und die abweichenden Gesteine, Eisensteine und Quarzite, als Zwischenlager des Thonschiefers angegeben werden [1]).

Sehen wir zunächst von dem palaeontologischen Beweismateriale ab, welches die genannten Schichten in sich enthalten, so beruht ihre Stellung in's Untersilur schon auf ihrer strati-

---

[1]) Die Mächtigkeit des thüringischen Untersilurs ist wegen der Faltungen kaum abzuschätzen, dürfte auch wechseln. An einer Stelle bei Haselbach und Haasenthal, wo die Breite gering und ebenso wohl auch die Zusammenfaltung, schätzte ich sie auf etwa 500 Meter. — Richter (l. c. S. 360) giebt 1500 bis 2000 Fuss an.

graphischen Lage [1]) zwischen den aufwärts folgenden, gut abzugrenzenden »unteren« Graptolithen- und Kieselschiefern, welche ihrem organischen Inhalt zufolge als Mittelsilur (bez. Unteres Obersilur) angesehen werden, und den abwärts folgenden, dem Cambrium zugewiesenen, graugrünen Phycodenschiefern und -quarziten; die Abgrenzung von diesen letzteren ist weniger scharf als die nach oben, mitunter durch quarzitische Zwischenschichten erschwert, übrigens nach den Gegenden verschieden.

Was nun aber das palaeontologische Beweismaterial betrifft, so ist dasselbe nichts weniger als reichhaltig zu nennen; im Gegentheil bildet das Untersilur, wie so manche andere Stufen unseres Schiefergebirges einen im Ganzen sehr versteinerungsarmen Schiefercomplex. Indessen haben sich doch nach und nach einige recht bezeichnende und für die Abtheilung des Untersilurs auch in anderen Ländern charakteristische Formen zusammengefunden, welche die oben stratigraphisch begründete Stellung auch palaeontologisch sichern; dahin gehören, abgesehen von einigem Anderen, besonders gewisse Trilobiten und eine (zunächst wohl nur eine Art) Cystidee.

So führt Richter bereits 1869 [2]) aus dem Untersilur 3 Arten, eine Beyrichia- und 2 Trilobitenformen an; 1872 [3]) erwähnt derselbe bereits 8 Arten aus verschiedenen Klassen. Gümbel, der in seiner geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges über die engeren Grenzen dieses Gebirgslandes hinausgreift, erwähnt in diesem, 1879 erschienenen Werk ebenfalls einige Arten. Wir geben weiter unten eine Zusammenstellung der von diesen Autoren angeführten Versteinerungen.

---

[1]) Wir können bei dieser Darstellung die frühere, irrthümliche Auffassung der Schichtenfolge im Steinachthale, wonach unsere Silurschichten im Alter auf das Devon folgten, nur beiläufig erwähnen. So lange diese Auffassung bestand, wurden auch die, ohne Zweifel schon seit längerer Zeit in den Steinacher Griffelbrüchen zum Vorschein gekommenen Trilobiten als Beweis für das Gegentheil nicht in Betracht gezogen. Näheres findet man in Gümbel's Geognostischer Beschreibung des Fichtelgebirges 1879, S. 417 f.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXI, 1869. »Das thüringische Schiefergebirge.« S. 362.

[3]) Dieselbe Zeitschrift XXIV, 1872.

Bei Gelegenheit meiner in den letzten Jahren ausgeführten geologischen Aufnahmen in Thüringen für die von der Königl. geol. Landesanstalt herausgegebene Specialkarte glückte es mir noch einiges weitere Material an Petrefakten aus dem dortigen Untersilur zusammenzubringen. Es besteht dies: 1) aus einer grösseren Anzahl von Trilobitenresten aus dem Griffelschiefer; dieser Theil harrt indess noch näherer Untersuchung und fällt ganz ausserhalb unserer gegenwärtigen Mittheilungen; 2) aus einigen Exemplaren von Cystideen und aus Resten sonstiger niederer Thierklassen, welche nicht aus dem Griffelschiefer herrühren, sondern in mit dem gewöhnlichen Untersilur-Thonschiefer verwachsenen Quarzitknollen, bis jetzt nur in einem eng begrenzten Bezirk sich gefunden haben.

Mit diesen, unter 2) angeführten organischen Resten werden wir uns in der Folge allein beschäftigen. Die Dürftigkeit unseres Gebirges an solchen Resten, und das Interesse, welches eben deshalb jeder solche Fund für die Local-Geologie desselben bietet, mag es rechtfertigen, wenn hierbei etwas ausführlicher auf die Einzelheiten eingegangen wird, auch wenn der Erhaltungszustand kein glänzender ist, und eben dieselben Dinge in anderen Silurgebieten zu den häufigen Vorkommnissen gehören mögen.

Die Fundstelle für diese Versteinerungen befindet sich im nordöstlichen Winkel der Sektion Gräfenthal der den geologischen Aufnahmen zu Grunde liegenden Generalstabskarte (1:25000), in der Nähe der Ortschaften Hoheneiche und Kleingeschwenda. Herrschend ist in dieser Gegend der gewöhnliche, etwas rauhe, meist dünnplattig zerfallende, (hie und da auch wohl eine griffelige Struktur annehmende) Untersilurthonschiefer; häufig sind mit ihm Knollen eines quarzitischen Gesteins innig verwachsen, welche sich bei der Verwitterung herauslösen, und in solchen Quarzitknollen haben sich die hier zu beschreibenden organischen Reste gefunden; besonders auf der nordwestlichen Seite der von Hoheneiche nach Arnsgereuth und Saalfeld führenden Poststrasse, nach dem dortigen Thalgrund zu. Ebensolche Knollen enthält der Schiefer auch noch weiterhin, ost- und südostwärts, in der Umgebung von Obergölitz, wenn auch mehr vereinzelt und ohne dass

sich hier bis jetzt Versteinerungen darin gefunden hätten. Es scheint, dass diese Quarzitknollen nur eine andere Ablagerungsform des quarzitischen Materiales darstellen, welches weiterhin mehr schichtig mit Thonschiefer wechselt und in dieser Weise auf der Karte abgrenzbare quarzitische Einlagerungen im Untersilur bildet, während eine solche Abgrenzung bei den zerstreut vorkommenden Quarzitknollen schwierig ist; für den in Schichten abgelagerten Quarzit müssen wir wohl eine andere Entstehungsweise, andere Tiefen- und Bewegungsverhältnisse des Wassers annehmen.

Die Verbreitung der erwähnten Quarzitknollen und die Lage der Fundplätze der in ihnen enthaltenen Versteinerungen geben kein Anhalten, um bei den vorliegenden Lagerungsverhältnissen — der Untersilurcomplex enthält ohne Zweifel Falten, welche bei dem gleichmässigen Aussehen des durchaus vorherrschenden Thonschiefers, und bei der fast durchweg ausgebildeten Schieferung nicht zu erkennen sind — auf einen bestimmten Horizont innerhalb dieser stratigraphischen Abtheilung zu schliessen, welchem jene organischen Reste eigenthümlich wären; ich muss mich begnügen sie im Allgemeinen als untersilurisch zu bezeichnen [1]).

Wir haben nun im Folgenden nähere Angaben zu machen:

a) über die der Gattung Echinosphärites zuzutheilende Cystideenform;

[1]) In der bezeichneten Gegend finden sich zusammen mit diesen, aus dem Untersilurschiefer auswitternden, meist dunkel aussehenden, übrigens nur in den seltensten Fällen Versteinerungen enthaltenden Quarzitknollen, vielfach auch Stücke eines meist sehr rauhen, oft in Brauneisenerz übergegangenen, chamositartigen Eisensteins, dessen Verwachsung mit Thonschiefer ebenfalls oft zu constatiren ist. Dieses Zusammenvorkommen entspricht ganz der Verbindung der stärkeren Quarzitlager und Eisensteinlager unseres Untersilurs, welche weiter oben erwähnt wurde. Auch hieraus lässt sich kein weiterer Schluss auf ein bestimmtes Niveau ziehen. Aus dem Umstand, dass in eben dieser Gegend, bei Hoheneiche u. s. w. wiederholt Kieselschiefer in nächster Nähe der Quarzitknollen- und Chamositvorkommnisse erscheint, der sich in nichts vom mittelsilurischen Kiesel- und Graptolithenschiefer unterscheidet, und den ich für Reste normal auf das Untersilur folgenden, dessen Falten mitmachenden Mittelsilurs halte, möchte ich schliessen, dass jene Vorkommnisse (Quarzit und Eisenstein) in dieser Gegend an kein bestimmtes Niveau im Untersilur gebunden sind, sondern sich hier bis oben hin wiederholen können.

b) über die übrigen, an der bezeichneten Oertlichkeit gefundenen organischen Reste.

a) Echinosphärites. Das Vorhandensein einer Cystideenform im thüringischen Untersilur ist meines Wissens zuerst von RICHTER [1]) erwähnt worden. Er erwähnt ein derartiges, loses, vereinzelt an der Oberfläche gefundenes Exemplar, welches durch eisenschüssigen, dichten Quarz petrificirt sei; es heisst dann weiter: »das kugelige Stück hat 4,5 Centimeter [2]) Durchmesser und ähnelt in allen Beziehungen, selbst in der Rhombenstreifung der sechs- oder siebenseitigen Tafeln, dem *E. balticus* EICHW. Der einzige Unterschied, soweit Abbildungen ein Urtheil begründen können, scheint darin zu bestehen, dass die Vereinigungspunkte der Radialleistchen zu rundlichen Wärzchen anschwellen.«

Die nächste auf diesen Gegenstand bezügliche Notiz findet sich im Jahrgang XXV der Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. S. 115 [3]). »Herr BEYRICH legte als interessantes Vorkommen aus dem Thüringer Wald ein von Herrn GÜMBEL aufgefundenes, sehr vollständiges, jedoch nur als Steinkern erhaltenes Stück von einem Echinosphäriten aus der Nähe von Gräfenthal zur Ansicht vor.«

In der geognostischen Beschreibung des Fichtelgebirges [4]) erwähnt sodann GÜMBEL, und zwar bei der Beschreibung der unteren Graptolithenschichten denselben Fund mit folgenden Worten: »Weiter wurde von einer Fundstelle bei Gräfenthal an der Strasse nach Spechtsbrunn, wahrscheinlich aus den die unteren Graptolithen-Schichten begleitenden wirrgeschichteten lyditischen Schiefern eine verkieselte Cystidea, jedoch ausgewittert auf der Oberfläche gefunden, welche die grösste Aehnlichkeit mit der von MC. COY abgebildeten, aber nicht benannten Form (Syn. of the brit. pal. rocks, Taf. I, D., Fig. 6) und mit *Glyptosphärites Leuchtenbergi* VOLB. (Verh. d. min. Ges. in Petersb. 1846, 27) besitzt. Die fast rein kugelige, 4,5 Centimeter lange und 3,5 Centimeter dicke Cy-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXIV, 1872, S. 78 und 84.

[2]) Im Originaltext steht aus Versehen Decimeter.

[3]) Dieselbe Zeitschr. XXV, 1873, Protokoll vom 8. Januar.

[4]) Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges von C. W. GÜMBEL, Gotha 1879, S. 452.

stidea verschmälert sich langsam nach unten und zeigt nicht regelmässig 5—7eckige Täfelchen, welche ohne radiale Ordnung stehen, in der Mitte etwas vertieft, mit kleinen, zerstreut stehenden Wärzchen besetzt sind. Die Mundpartie ist nicht gut erhalten, auch die Tentakel-Rinnen kann man nicht erkennen; dagegen scheint eine Oeffnung tiefer gegen den Stielansatz dem After zu entsprechen. Die Zugehörigkeit zu den Cystideen ist nicht zu bezweifeln, weniger sicher ist das Genus, vorläufig sei es als *Glyptosphärites* (?) die Art als *areolatus* bezeichnet.« Im Text wird eine, etwas verkleinerte Figur dieses Fundstücks gegeben. — Wird berücksichtigt, dass dieses Stück frei auf der Oberfläche gefunden wurde, und dass an der bezeichneten Strasse die Untersilurschiefer normal abwärts auf die unteren Graptolithenschichten folgen und in nächster Nähe derselben anstehen, so erscheint es wohl möglich, dass auch dieses Exemplar aus dem Untersilur stamme, wie denn auch die Herkunft aus dem Graptolithenhorizont in dem oben angeführten Text nicht als sicher ausgesprochen wird.

Bei Gelegenheit der vorjährigen geologischen Aufnahmen (1883) fand ich ebenfalls 2 Exemplare von Cystideen, abgesehen von einigen anderen, sehr schadhaften Resten, die ich demselben organischen Körper zuschreibe. Die beiden deutlichen Exemplare fanden sich zusammen an einem Stück, in fester Verwachsung mit einem jener Quarzitknollen, welche selbst wieder mit Thonschiefermasse fest verwachsen sind und durch solche mit dem sie einschliessenden Thonschiefer zusammenhängen, bei der Verwitterung dann lose werden. Das grössere Exemplar steckte noch zur Hälfte im Quarzit, und umschloss seinerseits, an einer Stelle, wo seine Schale offenbar zerstört worden war, einen hineinragenden Theil des kleineren Exemplars, dessen Gesammtkörper besser erhalten ist. Die Fundstelle war in der Nähe des Dorfes Kleingeschwenda.

Nachdem die Stücke aus dem umgebenden Gestein herausgelöst waren, wurde der die vorher unsichtbaren Theile fest umhüllende Eisenrost durch Behandlung mit starker Salzsäure entfernt; derselbe rührt vielleicht davon her, dass die Schale theilweise durch Schwefeleisen versteinert war. Auf diese Weise kam

nun auch der Abdruck der Schalenoberfläche, beziehungsweise eines Theils derselben, in der umgebenden Gesteinsmasse zum Vorschein, und dieser Abdruck, zusammengenommen mit dem freigewordenen Cystideenkörper lässt nun eine zuverlässigere Bestimmung dieser organischen Reste zu, als es bei den früher lose gefundenen, frei ausgewitterten Exemplaren möglich war. Das Versteinerungsmittel des Cystideenkörpers ist Quarzit von ziemlich dunkler Färbung, ganz von der Beschaffenheit des umgebenden, den äusseren Schalenabdruck zeigenden Quarzites.

Das grössere Exemplar dieser beiden Cystideen zeigt eine beträchtliche Aehnlichkeit mit der von GÜMBEL beschriebenen und abgebildeten Form. Es ist reichlich 50 Millimeter hoch und im Mittel 44 Millimeter dick. (Der Querschnitt in letzterer Richtung ist unbedeutend elliptisch, was aber recht wohl nur Verdrückung sein kann.) Ein etwas ausgezogenes Anheftungsende ist wahrzunehmen. Die nach Cystideen-Art ohne radiale Anordnung stehenden Täfelchen sind 5- bis 7-seitig und verhältnissmässig gross. Sie sind scharf von einander abgesetzt, in der Art, dass jedes Täfelchen auf allen Seiten von einem leistenförmig schwach vorragenden Rand eingefasst ist, und zwischen den angrenzenden Rändern zweier benachbarter Täfelchen eine seichte Furche verläuft. Auf jedem Täfelchen befindet sich eine Anzahl kleiner Wärzchen, die keine bestimmte Anordnung erkennen lassen; es sind vielleicht Ausfüllungen von Poren (Fühlerporen, resp. Hydrospiren), welche sich als solche hier natürlich nicht erhalten haben. Von Oeffnungen, welche ins Innere des Körpers führten, als Mund- oder After-Oeffnung ist nichts deutlich zu erkennen, ebensowenig liess sich etwas von Ambulacralfurchen und Armen wahrnehmen. Auch zeigt sich auf dem aus dem Gestein isolirten Cystideenkörper nichts von Rhombenstreifung. Hiernach könnte es scheinen, als wenn man eine Form aus der Gruppe der Diploporitiden vor sich hätte. Nimmt man nun aber den erwähnten Abdruck des Schalen-Aeusseren in der umgebenden Quarzitmasse hinzu, so wird klar, dass der isolirte Körper sich steinkernartig verhält und für sich allein noch keine richtige Vorstellung von der Schalenstruktur gewährt. Auf dem äusseren Abdruck ist eine

vollkommen deutliche Rhombenstreifung erhalten, so gut als es bei diesem Versteinerungsmateriale nur möglich ist. Die vorliegende Cystideenform gehört also in die Gruppe der Rhombiferi[1]).

Diese Rhombenstreifung nun gleicht sehr der Darstellung von der Rhombenstreifung des *Echinosphaerites aurantium*, welche MURCHISON, DE VERNEUIL und KEYSERLING in ihrem Werke über das europäische Russland[2]) Bd. II, Taf. I, Fig. 8*a*, 8*b* geben; wenigstens fand ich in der mir zu Gebote stehenden Literatur nichts Aehnlicheres als diese und die gleich zu erwähnende EICHWALD'sche Darstellung des *E. radiatus*. Die gestreiften Rhomben des in Händen befindlichen Exemplars sind grösser als die des l. c. Fig. 8*a* abgebildeten, sie sind eben so gross wie in der vergrösserten Zeichnung l. c. Fig. 8*b*, doch sind die Streifen etwas feiner als dort, indem etwa 4 davon auf Millimeterbreite gehen. Die durch die gestreiften Rhomben gebildeten sternförmigen Figuren treten auf dem vorliegenden Exemplar gerade so hervor wie in jener Abbildung. Auch scheint, nach dem erhaltenen Theil zu schliessen, die ganze Oberfläche mit der Rhombenstreifung, resp. den dadurch bewirkten sternförmigen Figuren bedeckt gewesen zu sein, ohne zwischendurch freibleibende, dreiseitige Feldchen, geradeso wie auf jener Abbildung. Dagegen sind auf diesem äusseren Abdruck die Umrisse der Täfelchen nicht zu erkennen; um so deutlicher erscheinen sie, wie angegeben, auf dem herausgelösten steinkernartigen Körper. Ein stärkeres, balkenartiges Hervortreten der grossen Diagonalen der Rhombenstreifung, wie es bei manchen Exemplaren des *E. aurantium* vorkommen soll und auch bei der citirten Abbildung zu erkennen ist (vergl. den zugehörigen Text S. 21), findet bei dem vorliegenden thüringischen Exemplar nicht statt. Jene Abänderung der äusseren Sculptur, welche ein etwas abweichend erscheinendes Relief hervor-

---

[1]) Bei aller Aehnlichkeit unseres Steinkerns mit dem erwähnten von GÜMBEL aufgefundenen und abgebildeten Stück müssen wir daher in der Folge für unsere Form von einer Vergleichung mit dem zur Gruppe der Diploporitiden gehörenden Glyptosphärites absehen.

[2]) MURCHISON, DE VERNEUIL und KEYSERLING, Geologie des europäischen Russland etc., Vol. II (Palaeontologie), 1845, S. 21 ff.

treten lässt, ist insofern wichtig, als sie einen Uebergang von *E. aurantium* zu *Echinosphaerites* (*Heliocrinus*) *radiatus* Eichw. und *E.* (*H.*) *balticus* Eichw. andeutet, mit welch' letzterem Richter sein thüringisches Exemplar verglich.

Nach dem Obigen scheint mir das näher beschriebene, von mir aufgefundene Exemplar — soweit die erhaltenen Merkmale zu schliessen gestatten — keiner Cystideenform näher zu stehen, als dem baltischen, für das Untersilur so bezeichnenden *E. aurantium*, wenn wir dessen eben namhaft gemachte Varietäten (resp. nächststehende Arten) mit in Betracht ziehen. Unsere thüringische Form stellt sich durch ihre Dimensionen jedenfalls den grössten Abänderungen [1]) an die Seite und ist zugleich durch ihre etwas längliche oder hohe Gestalt, und durch die Grösse, sowie auch verhältnissmässig geringere Zahl der Täfelchen ausgezeichnet. In diesen beiden Beziehungen stellt sie sich dem *Echinosphaerites* (*Heliocrinus*) *radiatus* Eichw. [2]) sehr nahe, ist jedoch nicht so schlank als dieser, und zeigt auch das starke, balkenartige Vorspringen der längeren Diagonalen der Rhombenstreifen und die dadurch bedingten, dreiseitigen, vertieften Feldchen, wie bereits bemerkt, entweder gar nicht, oder doch bei weitem nicht in dem Grade; sie hält sich insofern also zwischen dem typischeren *E. aurantium* und dem *E. radiatus*; welch' letzterer aber, nach den von anderen Autoren gemachten Bemerkungen vielleicht nur als Varietät des *E. aurantium* aufzufassen ist [3]). Uebrigens differirt

---

[1]) Die grössten Exemplare von *E. aurantium* werden 45—50 Millimeter dick; Murchison etc. l. c. S. 23.

[2]) »Aus dem Orthoceratitenkalk von Reval und Erras«, Eichwald, Lethäa rossica, Vol. I, 1860, p. 630, Atlas I, Taf. 32, Fig. 17.

[3]) *Echinosphaerites radiatus* und *E. balticus*, beide aus dem Orthoceratitenkalk, wurden von Eichwald zu einer besonderen Gattung, *Heliocrinus*, erhoben (Lethäa rossica 1860, Vol. I, p. 629, 630, Atlas I, Taf. 31, Fig. 15—17; und schon früher »*Heliocrinites*« *balticus*, 1840, Sil. Syst. in Esthl. —), was jedoch keine allgemeine Anerkennung gefunden zu haben scheint. (Es fragt sich überdies, ob nicht *balticus* nur ein anderer Erhaltungs- oder Verwitterungszustand ist als *radiatus*.) So sagen auch Murchison, de Verneuil etc. l. c. S. 25—26 (Taf. I, Fig. 9) vom *E. balticus*, dass es ihnen schwierig scheine, in dieser Form genügende Charaktere zu sehen, um daraus ein besonderes Genus zu machen, und dass sie vorzögen dieselbe beim Genus *Echinosphaerites* zu lassen; sowie dass *E. aurantium* manchmal in der Aus-

bei den in der Literatur gegebenen Figuren des *E. aurantium* die Grösse der Täfelchen nicht unbeträchtlich, und neben solchen mit zahlreichen kleinen sieht man andere mit weniger zahlreichen, grösseren Täfelchen, so z. B. die Figur, welche Volborth [1]) giebt. Auch Quenstedt [2]) unterscheidet von *E. aurantium* zwei Varietäten, eine mit kleineren und eine mit grösseren Täfelchen; so dass, von dieser Seite her, kaum etwas im Wege stände, unsere thüringischen Exemplare dem *E. aurantium* am nächsten zu stellen; mehr vielleicht würde hiergegen die Abweichung derselben von der reinen Kugelgestalt sprechen.

Auf Grund der erhalten gebliebenen und im Obigen beschriebenen Charaktere und mit Berücksichtigung des über das gegenseitige Verhältniss von *E. aurantium* und der ihm nahe verwandten Formen des baltischen Untersilurs (vergl. besonders die Anmerkung) Gesagten, können wir unsere thüringische Cystidee wohl ohne Bedenken als *Echinosphaerites* aff. *aurantium* bezeichnen [3]).

Für das kleinere der meinerseits aufgefundenen Cystideen-Exemplare liegt kein Grund vor, eine andere Bestimmung zu treffen, als für das grössere; es ist ebenfalls etwas länglich, nämlich

---

bildung der (durch die Rhombenstreifung bedingten) sternförmigen Figuren eine Tendenz zeige, sich dem *E. balticus* zu nähern.

Dasselbe was vom Verhältniss des *E. balticus* und *radiatus* zum *E. aurantium* gilt, gilt auch vom Verhältniss des *E. aranea* Schloth., Volborth, Verh. d. min. Ges. Petersburg 1845—46, S. 184, Taf. IX, fig. 2, 3, zum *E. aurantium*; ja, *E. aranea* wird von Volborth l. c., wie von Eichwald l. c., geradezu mit *E. radiatus* (und *balticus*) identificirt, und von ersterem Autor wird dessen durch Uebergänge bedingte Verwandtschaft mit *E. aurantium* hervorgehoben, l. c. S. 185—186.

Man ersieht aus alle dem, wie nahe sich diese durch Uebergänge verbundenen Echinosphärites-Formen oder -Arten stehen.

[1]) Volborth, Verh. d. min. Ges. in Petersburg 1845—46, Taf. IX, Fig. I.

[2]) Quenstedt, Petrefaktenkunde Deutschlands, Bd. 4, 1874—76, S. 700, Atlas Taf. 114.

[3]) Eine bestimmte Zuweisung zu einer oder der anderen der baltischen Varietäten oder Species muss indess unterbleiben; auch ist eine völlige Kenntniss des ursprünglichen Körpers bei unserer thüringischen Form vorläufig ausgeschlossen, da einige Merkmale nicht erhalten sind; indess sind vollständig erhaltene Exemplare auch anderwärts Ausnahmen oder Seltenheiten.

38 Millimeter hoch und 33 Millimeter dick, in letzterer Richtung von kreisrundem Querschnitt; auch bei ihm macht sich ein schwach ausgezogenes Anheftungsende geltend. Hinsichtlich der relativ kleineren und zahlreicheren Täfelchen stellt es sich dem gewöhnlichen Verhalten des *E. aurantium* noch etwas näher wie das andere. Die Sculptur der Oberfläche des Steinkerns, sowie des äusseren Schalenabdrucks (welcher in einer Höhlung des grösseren Exemplars vorhanden ist) ist nicht so gut erhalten, wie bei jenem; doch ist auch hier die Rhombenstreifung mit hinlänglicher Deutlichkeit zu erkennen.

Diese Cystideen, beziehungsweise Echinosphäriten scheinen in dem eingangs bezeichneten Untersilurgebiet nicht allzuselten zu sein. Wiederholt fanden sich in den erwähnten, mit Thonschiefer verwachsenen Quarzitknollen concretionähnliche, aus demselben Quarzit bestehende, meist mit dünnem Brauneisen-Ueberzug versehene Körper, die durch ihre annähernd gleiche Grösse und fast kugelige Gestalt auffielen, meist aber mit der umgebenden Masse so fest verwachsen waren, dass sie sich nicht ganz davon befreien liessen; zwar zeigten sich nur bei einem dieser Vorkommnisse noch deutlich umrandete Täfelchen von Cystideenkelchen; doch scheint mir höchst wahrscheinlich, dass auch die anderen, keine deutliche Sculptur mehr aufweisenden kugeligen Körper, ihrer Form, Grösse und ihrem Vorkommen nach, weiter nichts sind, als sehr schlecht erhaltene derartige Cystideen resp. Echinosphäriten.

In die Sammlung der Königlichen geologischen Landesanstalt sind ferner mit der Sammlung des Herrn Richter noch zwei derartige Stücke aus dem thüringischen Untersilur übergegangen, eins mit der Bezeichnung »Piesau« und das Gypsmodell eines zweiten, von Beulwitz bei Saalfeld. Beide gehören zu den grossen Exemplaren (das erstere hat 50 und 57 Millimeter); der Erhaltungszustand ist indess nicht derart, dass darauf hin dem Gesagten noch etwas zuzufügen wäre [1]). Die von Richter gegebene Vergleichung mit *E. balticus* Eichw. (vgl. S. 141) weicht nicht weit

[1]) Das warzenförmige Vorragen des mittleren Theils der Täfelchen, wie es an dem Exemplar von Piesau und auch an dem zweiten der oben beschriebenen zu sehen ist, dürfte nur Folge des stärkeren Abwitterungszustandes sein.

von unserer eigenen Deutung der oben beschriebenen, besser erhaltenen Reste ab.

Es ergeben sich sonach bereits drei (mit Hinzunahme des von Gümbel erwähnten Punktes vier) ziemlich weit auseinanderliegende Stellen im Ausstrich der thüringischen Untersilurschichten, wo das Vorkommen von Cystideen (beziehungweise Echinosphäriten) nachgewiesen ist.

Gelangen wir nun auch nicht dazu, auf Grund der Lage dieser Stellen, auf Grund der Lagerungsverhältnisse (vgl. S. 137) und der oben ausgeführten näheren palaeontologischen Bestimmung die betreffenden thüringischen Schichten mit bestimmten Stufen des ausländischen Untersilurs in Parallele zu stellen, so ist doch die nahe Uebereinstimmung der thüringischen Formen mit den für das skandinavische und baltische Untersilur so charakteristischen und verbreiteten Echinosphäriten wichtig und von Interesse; umsomehr, als es bisher in dieser Abtheilung des palaeozoischen thüringischen Schiefergebirges an Versteinerungen gefehlt hat, an welchen sich eine so nahe Verwandtschaft hätte nachweisen lassen; indess mag Letzteres mehr am mangelhaften Erhaltungszustand als an wirklich fehlender Verwandtschaft gelegen haben, wobei wir besonders an die Trilobiten aus unserem untersilurischen Griffelschiefer denken, welche stark deformirt zu sein pflegen und sich daher sehr schwer bestimmen lassen [1]).

b) Die übrigen organischen Reste.

Cystideen sind nicht die einzigen Reste aus der Klasse der *Crinoidea*, welche sich in unserem Untersilur in dem eingangs angegebenen Bezirk gefunden haben. In eben solchen knolligen,

[1]) Wir wollen hier nicht unterlassen zu erwähnen, dass in der für das fichtelgebirgische, und in weiterem Sinn auch thüringisch-fichtelgebirgische Untersilur so wichtigen, namentlich durch Barrande's Untersuchung bekannt gewordenen Fauna von Leimitz bei Hof im Fichtelgebirge, welche eine eigenthümlich isolirte Stellung einnimmt, ebenfalls Spuren von Cystideen sich gefunden haben; es werden indess von Barrande nur zwei kleine Fragmente eines strahlenförmig gezeichneten Plättchens erwähnt, die zu einer näheren Bestimmung oder Vergleichung ganz unzureichend sind. (Barrande, Neues Jahrbuch f. Min. etc. 1868, S. 694, Tafel, fig. 60, 61.) Auch im Uebrigen bietet die Fauna von Leimitz keine Momente zur Vergleichung mit unseren Versteinerungen dar.

durch die Verwitterung aus dem umgebenden Thonschiefer frei werdenden Quarzitstücken fanden sich auch Abdrücke von Stielgliedern (Trochiten). Sie sind klein, höchstens 3 Millimeter im Durchmesser, mit feiner Radialstreifung und mit verschiedener Weite des Centralcanals. Von unseren Echinosphäriten können sie nicht herrühren, da bei dieser Gattung kein Stiel vorkommt. Sie müssen daher von anderen, gestielten Cystideenformen herrühren, oder, wahrscheinlicher wohl, wir dürfen auf das Vorhandensein von Thieren aus der Ordnung der *Eucrinoidea* schliessen, von welchen auch anderwärts aus dem Untersilur Spuren vorliegen. Von welcher Gattung jedoch diese Trochitenabdrücke herrühren, bleibt unbestimmt.

Ferner haben sich in ebensolchen quarzitischen Knollen des untersilurischen Thonschiefers in demselben Bezirk kleine Reste aus der Klasse der Anthozoen, sowie ? Bryozoen gefunden. Trotz der Umwandlung dieser Kalk-Organismen in Quarz und ihrem festen Umschlossensein vom quarzitischen Gestein, fand sich ein Stück, an welchem derartige Reste deutlich, theils oberflächlich, theils im Querbruch, blossgelegt sind; aber freilich macht ihre nähere Bestimmung die grössten Schwierigkeiten. Denn einerseits sind dieselben nicht allseitig freigelegt, andererseits aber auch kann nicht angenommen werden, dass bei der Ueberführung der feinen Kalkgerüste in Quarz alle Strukturtheile gleichmässig und ohne Verwischung verkieselten, sowie später ebenso gleichmässig wieder auswitterten, und somit der jetzige Zustand eine getreue Wiedergabe des ursprünglichen wäre. Da nun aber gerade die feinsten Strukturtheile zur Bestimmung durchaus nöthig sind, da die Frage, ob Septen, wenn auch nur rudimentär, vorhanden gewesen, ob Querböden, oder nicht, ob poröse oder ganze Wandungen, ob einfache (verschmolzene) oder doppelte Wände zwischen den Zellenröhren, schon zur Angabe des Genus in erster Linie zu beantworten sind, so ist schon diese Bestimmung kaum mit Sicherheit zu treffen. Doch seien über diese Vorkommnisse, da meines Wissens Derartiges aus dem Untersilur Thüringens (und des Fichtelgebirges) bisher noch ganz unbekannt war, einige nähere Angaben gemacht.

Ein hierher gehöriges kleines, etwa $1^1/_2$ Centimeter dickes Gebilde, welches, vom Gestein umschlossen, nur im Bruch sichtbar ist, zeigt feine, polygonale, meist sechseckige, nach aussen etwas divergirende Zellenröhren mit dünnen Wänden. Nah auf einander folgende Böden scheinen, nach schwachen Andeutungen solcher, vorhanden gewesen zu sein, von Septen konnte Nichts bemerkt werden. Die Gattungen *Favosites*, *Chaetetes*, auch wohl noch *Monticulipora* (oder Untergattungen derselben) mögen hier zunächst in Betracht kommen; da bei der Ueberführung in Quarz nicht mehr anzugeben ist, ob die Zellwandungen Poren enthielten oder nicht, ist eine Entscheidung schwierig.

Einige andere, möglicherweise mit dem Obigen zu vereinigende Gebilde erscheinen in kleinen, kopfartig oder hügelig vorragenden Formen, unten etwa bis $1^1/_2$ Centimeter breit, die aus polygonalen, meist sechseckigen, durch ziemlich dicke Wände getrennten Zellen zusammengesetzt sind [1]). Auffallend ist ihre Verwachsung mit lamellenartig ausgebreiteten Körpern, welche nicht etwa Epithek, sondern ein besonderer Organismus (Bryozoen?; Stromatoporiden?) zu sein scheinen.

Andere, einzeln für sich im Quarzit steckende, hie und da etwas ausgewitterte Lamellen mit deutlich zu erkennender Streifung dürften auf Schalen anderweitiger Thiere, vermuthlich Brachiopoden, zu beziehen sein. Einen hierher gehörigen, deutlichen, feinrippigen Abdruck auf ebensolchem, quarzitischem Gestein, den ich in der Nähe von Hoheneiche fand, möchte ich auf *Orthis* beziehen; die Streifung gleicht derjenigen der fichtelgebirgischen *Orthis aff. Lindströmi* aus dem untersilurischen Eisenstein.

Ausserdem ergiebt sich noch eine, von den oben erwähnten, kleinen, *Favosites*-artigen Stöcken mindestens specifisch verschiedene

[1]) Sie erinnern an *Favosites petropolitanus*, Quenstedt, Petrefaktenkunde Deutschlands, Taf. 143 (die kleinen Formen) aus dem Vaginatenkalk. Etwas Aehnliches, von derselben Herkunft, führt auch Eichwald (Leth. ross. I, 476, Taf. XXVIII, Fig. 5) als *Chaetetes hemisphaericus* auf und identificirt dasselbe mit *Fav. petropolitanus* Pand. — Die Charaktere von *Monticulipora*, zu welchen später die letztgenannte Versteinerung gestellt worden ist, sind allerdings bei unseren kleinen Gebilden in Folge der Versteinerungsweise nicht deutlich genug zu erkennen.

Form, auf welche ich einige kleine, theils mehr ästige, theils mehr flach ausgebreitete Gebilde beziehen möchte; hier erscheinen die sehr feinen, dichtgestellten Zellenröhren mehr rundlich, und in der Anordnung und Form der Zellen auf der Oberfläche tritt ein mehr bryozoenartiger Habitus hervor.

Zu irgend welchen Parallelisirungen mit auswärtigen Untersilur-Bildungen können diese Reste natürlich nicht dienen. Ihr Erscheinen ist in keiner Weise befremdend, da auch sonst im Untersilur Reste derselben niederen Klassen, und wahrscheinlich derselben Gattungen, vorkommen.

Endlich ist noch ein längsgestreifter, nur zum Theil in dem quarzitischen Gestein auf etwa 1 Centimeter Länge freigelegter organischer Körper zu erwähnen, welcher, nach gefälliger Mittheilung von Herrn Professor Dames wohl als Schwanzstachel eines Krusters aus der Gruppe von *Ceratiocaris* oder *Dithyrocaris* zu deuten ist.

Wir lassen hier eine Zusammenstellung desjenigen folgen, was bisher, unseres Wissens, aus dem Untersilur des thüringischen Schiefergebirges (in der eingangs angegebenen Erstreckung) an organischen Resten gesammelt worden ist.

Richter (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXIV, 1872[1]) führt an:

Calymene sp. *Asaphus marginatus* Richt.	aus dem Griffelschiefer.
Beyrichia excavata Richt. *Orthisina* sp. *Lingula* sp. *Discina rediviva* Richt. *Obolus*, cf. *minor* Barr. *Echinosphaerites* sp. (cf. *balticus* Eichw.)	aus dem Haupt-Thonschiefer.

[1]) Die meisten Originalstücke zu dieser Abhandlung von Richter befinden sich jetzt in der Sammlung der Königl. geol. Landesanstalt.

Gümbel (Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges, 1879) führt an:

Trilobiten, nach Barrande zu *Asaphus* oder *Ogygia* gehörig, aus dem Griffelschiefer (l. c. S. 428).

Maclurea, nach Murchison, welcher diese, sowie eine muthmaassliche *Ogygia* früher schon aus dem (wie es scheint, nicht als Untersilur erkannten) Griffelschiefer erwähnt hatte (S. 417, Anm. 3).

Orthonota, ebendaher (S. 428).

Trilobiten- / Brachiopoden- } Reste, schlecht erhalten, aus der Eisensteinschicht von Obergölitz (S. 422).

(*Cystidea*) [1].

Unsererseits wurde gesammelt:

Crustaceen-Rest
? *Orthis* sp.
Trochiten-Abdrücke
Echinosphaerites aff. *aurantium* Aut.
Anthozoen (*? Favosites, ? Chaetetes*)
? *Bryozoen*

} aus Quarzitknollen im Haupt-Thonschiefer (s. die Beschreibung w. oben).

Dazu: Trilobiten, eine grössere Anzahl, noch näherer Untersuchung bedürftig, aus dem Griffelschiefer, mit welchen sich auch ein spiraliger, wohl von einem Gastropod herrührender Abdruck gefunden hat [2].

---

[1]) Diese Cystidee kann indess hier nur beiläufig angeführt werden, da Gümbel (vergl. oben S. 141) sie nicht aus dem Untersilur anführt.

Ausserdem erwähnt derselbe Forscher als zweifelhaften Fund noch unbestimmbare ? Graptolithen von Grossneundorf und Gösselsdorf, l. c. S. 432.

[2]) Bei einer über die Grenzen Thüringens hinausgreifenden, an dieser Stelle nicht beabsichtigten Darstellung würde sich noch die Aufzählung der besonders merkwürdigen, trilobitenreichen Fauna von Leimitz, und einiger anderer, meist dürftig erhaltener, organischer Reste im Untersilur des Fichtelgebirges anzureihen haben. Vergl. das betr. Capitel in Gümbel's mehrfach citirtem Werk. — Im vogtländischen Untersilur sind organische Reste noch nicht gefunden worden, abgesehen von seltenen Abdrücken tangähnlicher Organismen (Liebe, Erläuterungen zu Section Ronneburg S. 3, und S. Zeulenroda, S. 7, der geol. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten).

Die oben näher beschriebenen organischen Reste bestanden selbstverständlich ursprünglich aus Kalk und wurden erst nach ihrer Einbettung in das Sediment in Quarz übergeführt. Es ist kein Zweifel, dass die so versteinerten organischen Formen unseres Untersilurs an Ort und Stelle gelebt und nach dem Absterben, mehr oder weniger abgerollt und zertrümmert in das Sediment gerathen sind; wir haben es nicht etwa mit bereits in älteren Schichten eingebettet gewesenen und wieder umgelagerten, oder von weither geschwemmten Dingen zu thun. Wir werden noch näher begründen, dass ein beträchtlicher Theil der diese Petrefakten einschliessenden, quarzitischen Masse erst an Ort und Stelle aus dem nicht krystallinischen in den krystallinischen Zustand übergegangen ist; ob diese, vorher also gelöste oder doch amorphe Kieselsäure hier, wie in ähnlichen Fällen, etwa von Organismen mit Kieselschalen und Kieselgerüsten, und von welchen, herrührte, lässt sich nicht sagen, Reste solcher haben sich hier noch nicht gefunden. Die Möglichkeit, vielleicht Wahrscheinlichkeit, besteht aber, dass auch in unserem Falle neben den Organismen mit Kalkgerüsten solche mit Kieselgerüsten vorhanden wären und den nöthigen Stoff zur Verkieselung jener lieferten, so dass der Quarz unseres Quarzits zum Theil organischen Ursprungs wäre[1]). Dass indess auch ein unorganischer, nämlich klastischer Antheil an Quarz, herrührend von zerstörtem, älterem Gestein vorhanden ist, dürfte schon, abgesehen von allgemeinen Gründen, aus den mit beigemengten, weissen Glimmerblättchen zu schliessen sein, und wird unten noch näher begründet werden. — Vielleicht ist die Bildung dieser eigenthümlichen Quarzitknollen, welche die organischen Reste beherbergen, an seichten, küstenartigen Strichen, welche wir uns als temporäre, später wieder überfluthete denken können, vor sich gegangen; die Ablagerung der quarzitischen Masse könnte zunächst eine mehr schichtenförmige gewesen, und die Knollenform nur das Resultat der Wiederzerstörung und Zertheilung noch nicht verfestigter Schichten in Folge stärkerer Bewegung des

[1]) Vgl. Rothpletz: Ueber den silurischen Kieselschiefer von Langenstriegis, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XXXII, 1880. — Auch O. Lang, Dieselbe Zeitschr. Bd. XXXIII, 1881, S. 222.

Wassers sein, worauf auch die, noch zu erwähnende, oolithische Struktur mancher Stücke bezogen werden mag. Unter etwas abweichenden Bedingungen muss die Ablagerung des mit dem Thonschiefer schichtig wechselnden quarzitischen Gesteins erfolgt sein, von dem eingangs schon die Rede war.

Aus der Untersuchung von Dünnschliffen dieses, Versteinerungen führenden Quarzits ist zu erkennen, dass, wie gesagt, ein Theil des krystallinischen Quarz-Aggregates, welches ihn zusammensetzt, an Ort und Stelle gebildet ist, m. a. W. aus Lösung oder aber aus dem amorphen Zustand in den krystallinischen übergegangen ist. Dafür spricht das sehr ausgebildete gegenseitige Ineinandergreifen der gleichmässig aussehenden Individuen der betreffenden Aggregate. Wo feine, organische Strukturtheile von Anthozoen oder Bryozoen in solchen Partieen zu erkennen sind, kann man wahrnehmen, dass die Grenzen der krystallinischen Quarzindividuen sehr oft unabhängig von den Umrissen der organischen Formen verlaufen, einen solchen Umriss z. B. geradezu durchschneiden, so dass ein krystallinisches Individuum halb ausserhalb, halb innerhalb der organischen Form zu liegen kommt; der organische Umriss ist dabei doch durch feinste fremdartige Partikel, feinste klastische Trümmer, welche sich ohne Zweifel beim noch Vorhandensein des organischen Körpers an diesen angelegt hatten, bezeichnet[1]). An anderen Stellen erscheint der Innenraum des organischen Körpers durch ein feineres Mosaik krystallinisch ausgeschiedenen Quarzes erfüllt.

Neben dem *in loco* krystallinisch gewordenen Quarz lassen manche Präparate, wie zu erwarten, auch solche Quarzkörner in erheblicher Menge erkennen, die nach ihrem helleren Aussehen und den z. Th. durch dunkle Linien deutlich markirten Umrissen zu schliessen, für klastisch, für herbeigeschwemmte Trümmer zu nehmen sind. Dass dieselben nicht immer ganz rund, sondern z. Th. etwas eckig aussehen, kann bei ihren geringen Dimensionen (Dicke im Mittel etwa 0,1 Millimeter) nach den neueren Unter-

---

[1]) So wie es O. Lang, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXIII, 1881, S. 223 von einem Protocardien-Quarzit mit seinen organischen Einschlüssen beschreibt.

suchungen über die Abrundung der Quarzkörner in Sandsteinen etc. nicht wundern. Oefters liegen dann solche klastische Quarzkörner gleichsam in einem sie verbindenden und ihre Zwischenräume in mehr oder minder reichlicher Entwicklung ausfüllenden Kiesel- oder Quarz-Cäment, welches sich optisch so verhalten kann, wie das zunächst anstossende klastische Quarzkorn [1]); an anderen Stellen hat man mehr den Eindruck, dass sich ein feinkrystallinisches Aggregat von *in situ* gebildetem Quarz mosaikartig zwischen die klastischen Körner einschiebt. Feinste, staubartige, klastische Trümmer, die bei schwacher Vergrösserung nur als Trübung erscheinen, sind selbstverständlich, wie in allen derartigen Gesteinen, in Menge vorhanden; durch ihre Grösse und optischen Eigenschaften fallen unter ihnen besonders feine Glimmertheilchen auf [2]). Eisenoxyd und dessen Hydrat, in solch mikroskopischen Verhältnissen als »Ferrit« bezeichnet, fehlt natürlich auch nicht; dasselbe rührt jedenfalls oft von Eisenkies her und zeigt dann wohl vierseitigen Umriss. Die staubartigen Theilchen trüben z. Th. das Innere der *in situ* gebildeten Quarzindividuen, und finden sich fast mehr noch an deren Grenzen, sowie in den mikrokrystallinen Aggregaten und am Rand und im Innern der von organischen Körpern herrührenden Durchschnitte angehäuft.

Einigemal wurde an den aus dem Untersilur-Thonschiefer ausgewitterten quarzitischen Knollen oolithische Struktur beobachtet. Es liegt ein derartiges Stück vor, welches geradezu als oolithischer Quarzit zu bezeichnen ist; ganz wie bei manchen oolithischen Kalksteinen liegen hier in einer sonst feinkörnigen Quarzitmasse oolithisch struirte Quarzitkörper, deren Struktur bei der Verwitterung sehr deutlich wird. Nach dem Aussehen eines

[1]) Derartige Aggregate würden, nach der von O. Lang (l. c. S. 233) vertretenen Anschauung schon den Uebergang zu Sandsteinen bilden, resp. als solche zu bezeichnen sein. Bei dem immerhin reichlichen Vorhandensein von *in situ* gebildeter Quarzmasse in den untersuchten Proben, wollen wir indess den für solche Gesteine in den alten Schiefersystemen eingebürgerten Namen Quarzit beibehalten.

[2]) Noch auffallender sind im polar. Licht scharf parallelstreifige Durchschnitte, welche hie und da zwischen den Quarzkörnern erscheinen und kaum für etwas anderes als für plagioklastische Feldspäthe zu nehmen sind, obwohl ihr frisches Aussehen befremdet.

Dünnschliffs unter dem Mikroscop scheint auch hier die Krystallisation der Quarzmasse ganz *in situ* erfolgt zu sein. Namentlich bemerkt man, dass die feinen, trüben, offenbar von fremdartiger Materie, klastischem Staub, gebildeten Streifen, welche in ihrem concentrisch angeordneten Verlauf die Oolithbildung markiren, durch aneinander liegende, krystallinische Quarzindividuen hindurchsetzen, ohne Rücksicht auf deren Grenzverlauf; die Grenzen der, vielfach sehr zackig ineinandergreifenden krystallinischen Individuen und die oolithische Ringbildung sind, wenigstens sehr oft, unabhängig von einander, und dies weist deutlich darauf hin, dass die krystallinische Verfestigung ein späterer Akt war, als die Oolithbildung; bei letzterer dürfte die Masse sich noch in einem amorphen Zustand befunden haben, der nachher erst in den krystallinischen Ruhezustand überging. — Es kommen hier auch, gerade wie bei oolithischen Kalksteinen, Stücke oder Trümmer von Oolithen vor, die offenbar von dem ursprünglichen, ganzen Oolithkörper oder -sphäroid getrennt wurden und mit anderen, gut erhaltenen, in die umgebende und verbindende körnige Masse eingebettet wurden.

Wenn bei diesem quarzitischen Gestein Oolithstruktur immerhin nur ausnahmsweise vorkommt, so ist sie dagegen Regel bei dem chamositartigen Eisenstein, dessen Vorkommen, wie bemerkt, mit dem des Quarzits vielfach eng verbunden ist. Es besteht indess noch eine andere wichtigere Beziehung zwischen diesen beiderlei Gesteinsbildungen, und zwar dadurch, dass mit jenen Eisensteinschichten, in enger Verbindung und Verwachsung, in Form dünner Zwischenlagen, stellenweise ein eisenschüssiger Kalkstein erscheint, (den man allenfalls noch als eine sehr weitgehende Abänderung jenes, überhaupt in mancherlei Modificationen erscheinenden Eisensteins oder eisenreichen Schichtgesteins ansehen könnte). Der Eisengehalt dieses Kalksteins zeigt sich in einer dicken, braunen Verwitterungskruste. Derartige Vorkommnisse beobachtete ich etwas südöstlich von den Fundstellen der beschriebenen Versteinerungen, an der Höhe zwischen Kleingeschwenda und Jemichen.

Während also bei dem quarzitischen Gestein keine Spur von Kalk, dessen früheres Vorhandensein jene Versteinerungen untrüg-

lich beweisen, mehr vorliegt, sondern Alles durch Quarz ersetzt ist, sehen wir mit dem Eisenstein Kalk in Substanz noch verbunden. Das Erscheinen von Kalk in diesem Horizont unseres Schiefergebirges ist um so bemerkenswerther, als dasselbe überhaupt, namentlich in den älteren Systemen, sehr kalkarm ist; abwärts, durch die ganze Schichtenfolge des Cambriums hindurch, sind keine Kalkbildungen bekannt, nur in den ältesten, bereits ganz phyllitischen Schiefern bei Ernstthal und Unterneubrunn im Schleusethal, habe ich kalkhaltige, weiche Phyllite als Zwischenschichten der Quarzphyllite, an Masse jedoch gegen letztere sehr zurücktretend, gefunden.

Jene Kalkbildung im Untersilur kann sonach als die älteste in der eigentlich palaeozoischen Schichtenfolge angesehen werden[1], und obschon dieselbe auch hier an Masse gegen den Schiefer fast bis zum Verschwinden zurücktritt, ist sie durch die daran geknüpfte Fauna von Wichtigkeit. Von einer Fauna können wir in der That reden, denn wenn davon auch nur wenig und mangelhaft Erhaltenes überliefert ist, so gehört dasselbe Organismen an, von denen man weiss, dass sie nicht vereinzelt, sondern gesellig vorkommen; sollten derartige Funde auch nach wie vor Seltenheiten bleiben, so liesse sich doch mit grösserem Recht annehmen, dass Alles zu Quarzit geworden und nur in besonders günstigen Fällen durch Verwitterung wieder sichtbar wird, als dass es an organischen Körpern von vorn herein gefehlt habe. Für die feineren Trümmer, den Detritus, der bei der Einbettung der Kalkgerüste von Anthozoen etc. in ein Sediment entstehen muss, versteht sich die mit Formverlust verbundene Verkieselung ohnehin von selbst, wenn schon die grösseren Reste von derselben betroffen werden konnten. — Es liegt nun nahe, auch in dem, mit dem Eisenstein verbunden vorkommenden, in Substanz erhaltenen, eisenschüssigen Kalkstein nach organischen Resten zu suchen. Mir selbst ist die Auffindung solcher noch nicht geglückt, dass sie aber nicht fehlen, geht aus der Beobachtung Gümbel's hervor, welcher schon früher ganz den

[1]) Die nächstfolgende Kalkbildung, aufwärts, ist der obersilurische »Ockerkalk«, welcher in stärkeren, zusammenhängenden Bänken erscheint.

gleichen, mit dem Untersilur-Eisenstein verbundenen, eisenhaltigen und z. Th. dolomitischen Kalk, nur an anderen Localitäten, gefunden hat, und ausdrücklich das Vorkommen schlecht erhaltener organischer Reste (wohl von Trilobiten und Brachiopoden) in demselben, bei Obergölitz, erwähnt[1]. Aber auch weiterhin, im Fichtelgebirge, wiederholt sich, nach der Beobachtung desselben Forschers[2], an verschiedenen Stellen, in demselben Horizont, das Erscheinen eines Untersilur-Kalksteins, der übrigens in seiner Ausbildung örtlichen Abänderungen unterliegt.

[1] l. c. S. 422.
[2] ibid. S. 293, 294.

Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvial-Ablagerungen.

Von Herrn **Konrad Keilhack** in Berlin.

(Hierzu Tafel XIX.)

Für das Studium der Glacialablagerungen und ihrer Bildung bietet unter denjenigen Ländern des Nordens, die noch grosse, selbständige Inlandeisdecken tragen, kaum ein zweites so günstige Bedingungen, wie die Insel Island. Gegen 250 Quadratmeilen derselben sind noch heute bedeckt mit gewaltigen Gletschern, deren bedeutendster, der Vatna-Jökull, an Ausdehnung zehnmal den grössten Gletscherstock des continentalen Europa, den Justedalsbrae im mittleren Norwegen, übertrifft. Der Schmelzpunkt der Gletscher liegt in den verschiedensten Höhen über dem Meeresspiegel; ein Ausläufer des Dránga-Jökull in der nordwestlichen Halbinsel kalbt in einem Busen des Isafjord, dem Kaldalón; an der Südostseite des Vatna-Jökull, die dem Meere zugewandt ist, liegt der Schmelzpunkt bei 30—60 Meter Meereshöhe. Die dem Hochplateau des Innern aufgesetzten Eismassen gehen im Durchschnitte bis 600 Meter Meereshöhe herab. Die ganze Insel, mit Ausnahme der von jüngeren vulkanischen Produkten bedeckten Flächen, die allerdings eine enorme, räumliche Ausdehnung besitzen, trägt die unverkennbaren Spuren einer früher noch allgemeineren Vergletscherung in Form von geglätteten und geschrammten Felsoberflächen, Moränen, Ablagerungen der Gletscherbäche und Ströme, vom Meeresstrande

an bis hinauf auf das Plateau, wo sie in die Ablagerungen der heutigen Gletscher, ununterscheidbar von ihnen, übergehen. Zwei grosse Tiefebenen im Süden und Westen der Insel lehren, was für Sedimente auf ebenem, wenig geneigtem Boden, wie der Norddeutschlands vor der Vergletscherung war, sich bilden konnten. Steile und tiefe Wasserrisse, hervorgerufen durch den Wasserreichthum und die schnelle Strömung der Isländischen Gletscherflüsse, die den Rhein und die Elbe an Breite und Wassermenge erreichen, während ihre Länge, die bei dem grössten derselben nur 18 Meilen beträgt, dazu in gar keinem Verhältnisse steht, gewähren auf grosse Strecken hin klaren Einblick in den inneren Bau der Gletscherablagerungen. Die Armuth der Hochebenen an Vegetation, die bis zu völligem Verschwinden derselben geht, gestattet die genaue Beobachtung der Oberflächenverbreitung der einzelnen Bildungen. Alles dies zusammengenommen, vornehmlich aber der Umstand, dass alle diejenigen Faktoren, die bei dem Absatz der alten Gletscherablagerungen thätig waren, es auch heute noch bei den gegenwärtig sich bildenden sind, macht Island in hohem Grade geeignet, über die Entstehung mancher der bei uns für glacial angesprochenen Bildungen Aufschluss zu geben, und in der Uebereinstimmung der hiesigen mit den dortigen Ablagerungen ein weiteres Beweismoment für die Richtigkeit der mehr und mehr zur Anerkennung gelangenden Anschauung zu liefern, dass die gesammten Diluvialbildungen des nordeuropäischen Tieflandes ihre beste Erklärung in der Annahme einer einstigen allgemeinen Eisbedeckung finden.

Es möge mir gestattet sein, im Folgenden einige diesbezügliche, vergleichende Beobachtungen mitzutheilen.

1. Die Sande des Unteren Diluviums.

Die gewaltige Ausdehnung, welche die mit wohlgeschichteten Unteren Sanden bedeckten Flächen im norddeutschen Diluvium oft zeigen, — ich erinnere nur an die dadurch zu trauriger Berühmtheit gelangte Lüneburger Haide, — lässt es fast unmöglich erscheinen, dass so ungeheuere, viele Meilen weit nach allen Seiten zu verfolgende, gleichmässige Sandbildungen einfach als Absätze

von Flusssanden aufgefasst werden könnten. Wären es wenigstens in einer Richtung in die Länge gezogene Flächen, welche man als das ausgefüllte Thal eines alten Stromes deuten könnte! So aber sind es mehr oder weniger elliptische oder ganz unregelmässig gestaltete Gebiete, die absolut nichts von Thalcharakter an sich tragen. Der Versuch, den BERENDT[1]) gemacht hat, die Entstehung dieser Sande durch die Annahme zu erklären, dass das Gletschereis über tiefere Meerestheile schwimmend hinweggegangen sei und durch Schmelzung die in seinen untersten Theilen eingefrorenen Massen verloren habe, die dann wohlgeschichtet auf dem Grunde dieses Meeres zum Absatze gelangt seien, scheitert an verschiedenen Widersprüchen: die discordante Parallelstruktur der Sande setzt schnellfliessendes Wasser voraus; die lange Dauer des von BERENDT angenommenen Processes muss unbedingt zu einer Mengung feineren Materiales mit gröberem führen; in den grandigen Bildungen müssten sich geschrammte Geschiebe finden, da das einfache Niedersinken im Wasser die Schrammung nicht beseitigen kann; vor allen Dingen aber könnten dann innerhalb dieser Sande sich keine mächtigen Süsswasserbildungen mit reicher Flora und Fauna finden, wie sie von mir gerade als Einlagerungen in den geschichteten Unteren Sanden der Lüneburger Haide nachgewiesen sind[2]). An einem Absatze dieser Sande in fliessendem Wasser kann bei ihrer Struktur, die jeden Erklärungsversuch eines Niederschlages in mächtigen Seebecken, sei es nun süsses oder Meerwasser, von vornherein unmöglich macht, nicht gezweifelt werden. Andererseits aber können Wasserläufe, wie wir sie jetzt bei uns haben, zu ihrer Erklärung nicht herangezogen werden, und es bleibt dafür eben nur das eine übrig, dass sie die Absätze der Schmelzwasser grosser Eismassen sind, die dieselben auf dem gesammten, vor letzteren liegenden Gebiete ablagerten. Dass in der That auf diese Weise von den Gletscherströmen gewaltig grosse

---

[1]) G. BERENDT, Gletschertheorie oder Drifttheorie für Norddeutschland? Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1878, p. 1.

[2]) K. KEILHACK, Ueber präglaciale Süsswasserbildungen im Diluvium Norddeutschlands. Dieses Jahrbuch für 1882.

Flächen mit mächtigen Sand- und Kiesablagerungen bedeckt werden können, dafür bietet Island zahlreiche Belege in den sogenannten »Sandr«, Sandebenen. Vorher möge eine andere, in engem Zusammenhange damit stehende Thatsache Erwähnung finden. Der Unterschied zwischen den Flüssen, die Gletschergebieten entstammen, und denjenigen, die ihre Quellen im eisfreien Gebirge haben, ist ein ausserordentlicher und von den Isländern sogar durch die Verschiedenheit des Namens beider (Jökullvand und Bergvand, Gletscher- und Gebirgsfluss) gekennzeichnet. Das Bett der letzteren ist im Allgemeinen sich gleichbleibend, dieselben Windungen und Krümmungen, die der betreffende Fluss vor 50 Jahren machte, als die vortreffliche Karte Islands von Gunnlaugson aufgenommen wurde, macht er nach Ausweis der erwähnten Karte mit ganz geringen Ausnahmen noch heute. Anders wird es, wenn man in Gebiete kommt, in denen, sei es in der Tiefebene oder im Hochplateau, also auf relativ ebenen Flächen, die Schmelzwasser des Inlandeises sich bewegen: da verliert die Karte völlig ihre Zuverlässigkeit, man findet starke Flüsse, wo dieselbe trockenes Land angiebt, und wo man umgekehrt einen Strom zu finden erwartete, reitet man bisweilen trocken durch das verlassene Bett desselben hindurch. In Süd-Island entwässern der Tindfjalla-, Torfa-, Merkr-, Goðaland- und Eyjafjalla-Jökull durch einen gewaltigen Strom, den Markarfljót, der anfangs in engem Thale als einheitlicher, brausender Strom niedertobt, sobald er aber das Tiefland erreicht, sich ausbreitet und in vier Stromgebiete gabelt: der Thverá, des Affall, des Álar und des eigentlichen Markarfljót. Jedes dieser Stromsysteme besteht aus einer Anzahl grösserer und kleinerer Flüsse, die sich unzählige Male gabeln, wieder vereinigen, wieder theilen und damit so lange fortfahren, bis sie das Meer erreichen. Tafel XIX giebt eine Ansicht eines Theiles des Flusssystemes des Markarfljót, dessen einzelne Arme eine Breite von 10 — 80 Metern haben. Das Bild ist von der Höhe des steil zur Tiefebene niederstürzenden Berges bei Seljaland aus einer Höhe von etwa 100 Metern über derselben photographisch aufgenommen worden. Innerhalb dieser einzelnen Flüsse und Flusssysteme nun herrscht ein immerwährender Wechsel. So war das Flusssystem der Thverá zur Zeit,

als wir das Delta passirten, völlig wasserleer, und seine Gewässer flossen in einem der drei anderen. Selbst in der kurzen Zeit von sechs Tagen, die zwischen dem ersten und zweiten Durchreiten dieses Gebietes lag, war eine Veränderung vor sich gegangen. Irgend einer der kleineren Arme musste sich selbst sein Bett zugeschüttet haben, seine Wasser waren übergeflossen und wir ritten durch ein Stück überflutheten Wiesenlandes, in welchem über kurz oder lang ein neues Flussbett erodirt werden musste. Von der raschen Veränderlichkeit dieser Stromläufe zeugt auch der Umstand, dass der einigemal im Jahre diese Gegend berührende Postreiter jedesmal eines Führers bedarf, und dass ein bestimmter, die Verbindung vermittelnder Mann auf jeder Seite des Deltas lebt, der mit allen Veränderungen der immer nur an einzelnen Stellen passirbaren Flüsse vertraut bleibt. Die Ursache dieser eigenthümlichen Erscheinung ist in den enormen Mengen von Sand und Kies zu suchen, welche diese Flüsse im Gegensatze zu den Gebirgsflüssen mit sich führen. Sobald nun ihr Gefälle sich etwas vermindert und ihre Geschwindigkeit abnimmt, was bei dem Eintritte in das Tiefland geschieht, haben sie nicht mehr die nöthige Kraft, alles Material weiter zu schaffen, und lassen es fallen. Dadurch dämmen sie sich selbst ihren Weg zu, werden aufgestaut, suchen sich ein neues Bett, werden durch Bildung von Sand- und Kiesbänken innerhalb desselben zu Gabelungen und vielfach sich wiederholenden Inselbildungen veranlasst und sind so in der Lage, immerfort ihren Lauf wechselnd mit der Zeit ausserordentlich grosse Flächen mit Sand und Kies zu überschütten. Diese Ablagerungen nun zeigen in ihrem inneren Baue eine ausserordentliche und anfangs auf mich geradezu überraschend wirkende Uebereinstimmung mit den ausgedehnten Bildungen Unteren Sandes in unserem Vaterlande, wie das in mehreren tiefen Flusseinschnitten, zumal am Fulilaekr, dem Ausflusse des Solheima-Jökull, vortrefflich zu sehen war: eine vorzüglich ausgebildete, discordante Parallelstruktur, eine Wechsellagerung des gröberen Materiales mit feinerem und unregelmässige Einlagerungen ganz feiner bis thoniger Bildungen. Im Folgenden mögen einige Angaben über die Grösse dieser isländischen »Sandr« Platz finden, die in überwie-

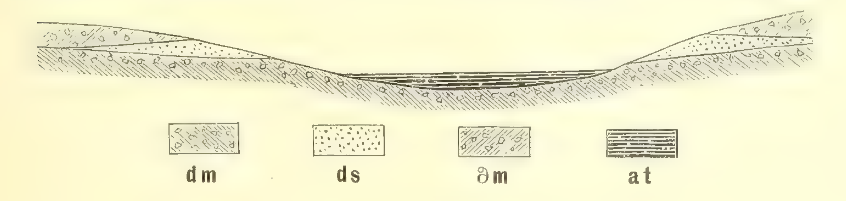
gender Mehrzahl im Südlande sich finden, aber den anderen Küsten nicht völlig fehlen.

Der Sandr des oben erwähnten Stromes Markarfljót hat eine Grösse von 500 Quadratkilometer oder 10 Quadratmeilen. An ihn schliessen sich nach Osten hin der Skoga- und Solheima-Sandr, die beide ihren Ursprung einem einzigen, bei etwa 100 Meter Meereshöhe schmelzenden Gletscher, dem Solheima-Jökull, dem der oben erwähnte Fulilaekr entspringt, verdanken, aber trotzdem eine Quadratmeile Landes bedecken. Weiter nach Osten schütteten die Wasser des Myrdals-Jökull den 15 Quadratmeilen grossen Myrdals-Sandr auf, an den sich weiterhin die 25 Quadratmeilen bedeckenden Sandr des gewaltigen Vatna-Jökull anschliessen. So liegt an der Südküste Islands ein 350 Kilometer langer, bis 30 Kilometer breiter, oft aber durch die nahe an das Meer tretenden Gebirge bis auf wenige Kilometer verschmälerter Streifen Landes, der ausschliesslich aus aufgeschütteten Gletscherstromsanden und Kiesen besteht. Eine wie innige Beziehung zwischen den Gletschern einerseits und den Sandr andererseits besteht, geht ferner daraus hervor, dass auch die an Islands Nord- und Ostküste sich findenden Sandr nur an den Mündungsgebieten der Gletscherströme sich finden, niemals aber in den Thälern und an den Mündungen klarer Gebirgswässer.

Die Oberfläche der grossen Sand- und Kies-Ebenen ist durchaus keine horizontale, sondern es kommen darin Höhendifferenzen bis zu 100 Metern vor, die nicht etwa auf die Wirkung von Stürmen, — denn hier liegen ganz grobe Kiese — sondern ausschliesslich auf die aufschüttende Thätigkeit des Wassers zurückzuführen sind. Auch im Uebrigen erinnern die Sandr Süd-Islands durch ihre Oberflächenform und durch das Auftreten bisweilen paralleler Rücken und Wellen ausserordentlich an die grossen Gebiete Unteren Sandes in Norddeutschland. Nun spielt freilich in Island noch ein Faktor eine Rolle, mit dem wir bei Erklärung der Entstehung unserer Diluvialbildungen nicht rechnen dürfen: der sogenannte Jökullhlaup. Unter dem Myrdals-Jökull schlummert der Vulkan Kötlugjá oder Katla, unter dem Eise der Nordwest- und Südwest-Seite des Vatna-Jökull ruhen eine Reihe anderer Vulkane. Treten sie in

Thätigkeit, so bewirkt die von ihnen ausgehende Wärme eine gesteigerte Eisschmelze, in deren Folge entsetzlich vernichtende Wasserfluthen zu Thale gehen, die ganz unglaubliche Massen von Gesteinsmaterial und Blöcke von enormer Grösse mit sich führen. Aber sowohl die Seltenheit der Erscheinung, als auch die räumliche Beschränkung ihrer Wirkung vermindern den modificirenden Einfluss dieses Phänomens ganz wesentlich. Es ist wohl nicht zuviel behauptet, wenn man nach alledem in diesen Sandr, die der Entstehung nach genauen Aequivalente zu unseren in grosser, räumlicher Verbreitung auftretenden, unterdiluvialen Sanden und Granden sieht, eine Ansicht, zu der auch A. HELLAND beim Durchreisen des Südlandes gelangte und die er in seiner Abhandlung Om Islands Jøkler og om Jøkelelvenes Vandmängde og Slamgehalt (Magazin for Mathematik og Naturvidenskaberne, Christiania) kurz andeutete. Vielleicht wird die fortschreitende Specialkartirung unseres Vaterlandes dahin führen, auch bei uns eine gewisse Gesetzmässigkeit in der Lage der grossen Flächen Unteren Sandes und die Grenzen für die Vergletscherung während eines bestimmten Zeitraumes zu erkennen, innerhalb welches das vor dem Eise liegende Gebiet mit einer mächtigen und zusammenhängenden Sanddecke von den Schmelzwassern überschüttet wurde. Vielleicht liegt in dem 1—2 Meilen breiten Streifen Unteren Sandes, der das Berliner Aufnahmegebiet in südwest-nordöstlicher Richtung von Beelitz nach Grünthal durchzieht und im Süden über den Vläming, im Norden durch die Eberswalder Forsten fortsetzend, eine Länge von fast 20 Meilen besitzt, ein derartiges Gebiet vor.

Ob dagegen diejenigen Unteren Sande, die in ausgesprochenen Rinnen liegen und beiderseits derselben nach dem Plateau zu sich auskeilen, wie es das folgende, auf Section Friedrichsfelde bei Berlin an allen in nordsüdlicher Richtung verlaufenden Rinnen im Plateau beobachtete Profil zeigt, ebenfalls Absätze von frei fliessen-



den Gletscherwassern darstellen, oder aber, ob sie in gewaltigen Spalten des Eises, wie sie in Grönland zahlreich beobachtet werden, zum Absatze gelangten, bleibt vor der Hand eine offene Frage.

2. Die Thonmergel und Mergelsande des Unteren Diluviums.

Aus dem Geschiebemergel lassen sich bekanntlich durch Ausschlämmung alle übrigen im Diluvium vorkommenden Bildungen darstellen, worauf sich die Vorstellung gründet, dass durch einen natürlichen Scheidungsprocess seitens der Gletscherschmelzwasser aus der Grundmoräne alle anderen Bildungen vom feinsten Thone an durch die Spathsande bis zu den gröbsten Granden dargestellt, weiter geschafft und jede für sich zum Absatze gelangt seien. Man nahm nun zunächst an, dass der Diluvialthonmergel und die ihm zunächst stehenden Schlämmprodukte, wie die Mergelsande, einen bestimmten Horizont im Diluvium einnehmen, und zwar ihre Stellung allein in dem unter dem älteren, Unteren Geschiebemergel liegenden mächtigen Sandcomplexe hätten. Die Fortschritte in der Specialaufnahme im Flachlande und die Hand in Hand damit fortschreitende bessere Kenntniss der Zusammensetzung und des Aufbaues unseres Diluviums lehrte aber bald etwas anderes. Nachdem zuerst F. Wahnschaffe[1]) das Vorhandensein eines mächtigen, reinen, geschiebefreien Thones aus dem zwischen Oberem und Unterem Geschiebemergel liegenden Sande aus der Gegend von Glienicke auf Section Köpenick überzeugend nachgewiesen hatte, nachdem dann E. Laufer[2]) von Tamsel an der Ostbahn einen direkt dem Unteren Geschiebemergel auflagernden Thon beschrieben hatte, häuften sich die Beobachtungen bezüglich des Auftretens der Thone in einem höheren Niveau der Art, dass man es bald aufgeben musste, in dem Auftreten von Diluvialthon ein An-

[1]) F. Wahnschaffe, Ueber das Vorkommen geschiebefreien Thones in den obersten Schichten des Unteren Diluviums der Umgegend von Berlin. Dieses Jahrbuch für 1881.

[2]) E. Laufer, Aufschlüsse in den Einschnitten der Stargard-Cüstriner Eisenbahn. Dieses Jahrbuch für 1881.

zeichen tieferer Diluvialbildungen zu sehen; um so mehr, als sogar direkt unter Resten Oberen Geschiebemergels auf Section Lichtenrade bei Berlin das Auftreten eines ausgedehnten Thonlagers sich ergab. Nun aber finden sich die den Thonen an die Seite zu stellenden Schleppsande oder Mergelsande an so zahlreichen Stellen und wechseln in ihrer Lagerung zu den allein noch einen bestimmten Horizont bezeichnenden Geschiebemergeln so sehr, treten ferner in so mannichfacher räumlicher Erstreckung bis herab zu Centimeter starken Einlagerungen im Sande auf, dass man völlig darauf verzichten muss, ihr Auftreten sich an bestimmte Niveau's und ihre Bildung an bestimmte Zeiträume geknüpft zu denken. Das ist auch völlig verständlich und darf nicht weiter überraschen, wenn man sich die Entstehung aller dieser feinkörnigen, schlammigen Bildungen vergegenwärtigt. Sie sind ausnahmslos, ebenso wie die geschichteten Grande und Sande, Absätze aus süssem Wasser, und ihre Korngrösse muss in einem direkten Verhältnisse stehen zu der Stromgeschwindigkeit des Wassers, mit anderen Worten: je feiner ein derartiges Produkt ist, desto mehr sind wir genöthigt, für seine Entstehung und Ablagerung ein stehendes Wasser, ein Seebecken, anzunehmen. Bis jetzt deuten auch alle Beobachtungen darauf hin, vor allem das in zahlreichen Bohrlöchern constatirte Fehlen aller thonigen Bildungen bis herab zum Tertiär, dass wir in ihnen nur locale Bildungen von beschränkter Ausdehnung, keineswegs aber so allgemein verbreitete Sedimente, wie etwa den Unteren Geschiebemergel, zu sehen haben. Wenn aber die Bildung der Thone in Seen zugegeben ist, so geht daraus hervor, dass sie während der Dauer des Absatzes der geschichteten Sande überall, wo die Bodenverhältnisse Seebildung gestatteten, und in allen Niveau's entstehen konnten.

Zahlreiche Vergleichspunkte für eine derartige Thonbildung bietet Island. Auf der grossen, von Gletschern bedeckten, von Gletscherflüssen durchströmten, central-isländischen Hochebene liegen zahllose Seen, von dem 60 Quadratkilometer grossen Hvitárvatn am Südfusse des Láng-Jökull an bis herab zu kleinen Tümpeln. Vornehmlich zwei solcher seenbedeckten Gebiete finden sich innerhalb des Hochplateau's, das mit seiner welligen Oberfläche

in vielen Punkten eine Vorstellung davon gewähren kann, wie unser Vaterland während des Rückzuges der ersten Eisbedeckung aussah. Das eine dieser Gebiete, das der Fiskivötn (Fischseen) liegt auf der Arnarvatnsheiđi, nordwestlich vom Láng-Jökull, das andere, ebenso genannte, südlich vom Hofs- und westlich vom Vatna-Jökull. Beide werden, wie die Karte deutlich zeigt, benutzt von den Abflüssen der genannten Gletscher. Dieselben setzen einen Theil des Schlammes, den sie schwebend mit sich führen, in ihnen ab, einen anderen führen sie mit hindurch und bringen ihn erst im Meere zum Absatze. Das gruppenweise Vorkommen dieser Seen kann uns einen Schlüssel dafür geben, warum in dem einen Gebiete bei uns Thone verhältnissmässig häufig vorkommen, warum sie dann wieder in anderen, sehr grossen Gebieten völlig fehlen. Sie konnten nur da sich bilden, wo die Bodengestaltung die Entstehung von Seen begünstigte. Nun aber lehrt uns die gegenwärtige Verbreitung kleiner Landseen, dass, wo diese Bedingungen einmal erfüllt sind, auch Seen gleich in grösserer Anzahl bei einander sich finden. So wird die Gegend westlich von Berlin zu einer gewissen Zeit des älteren Diluviums ebenso wie noch heute durch ihren Reichthum an Seen ausgezeichnet gewesen sein, während andere Gegenden dieselben fast völlig entbehrten.

Ich komme nunmehr zu der Frage nach der Entstehung der zahlreichen kleinen Einlagerungen von Thon resp. Mergelsand, die man häufig in wohlgeschichteten, diluvialen Sanden und Granden beobachtet hat und die auch der Schichtenfolge der isländischen Sandr durchaus nicht fehlen. Gerade der Umstand, dass oft inmitten ausgezeichnet grandiger Bildungen, deren discordante Parallelstruktur keinen Zweifel daran kann aufkommen lassen, dass man es in ihnen mit Absätzen schnell strömender Wasser zu thun hat, solche Linsen und Schmitzen feinsten, thonigen Materiales sich finden, lässt ihre Entstehung schwer erklären. Am Fusse des grossen Solheima-Jökulls in Süd-Island, der zwischen dem Eyjafjalla- und Myrdals-Jökull niedergeht und seine Schmelzwasser in einem tosenden, bis kopfgrosse Gerölle mit fortreissenden Strome, dem bereits erwähnten Fulilaekr (Stinkfluss, da er ausserordentlich nach Schwefelwasserstoff riecht) zum Meere sendet, fand ich zuerst

die erwünschte Gelegenheit, die Bildung derartiger kleiner Thonablagerungen während ihrer Entstehung zu beobachten. Die niedrige, in parallelen Rücken vor der Gletscherstirn liegende Endmoräne wird ununterbrochen von den Gletscherwassern umgearbeitet, eingeebnet und in geschichtete Bildungen verwandelt. An einer Stelle nun hatte einer der Schmelzwasserbäche, aus deren Vereinigung der Fulilaekr entsteht, durch aufgeworfene Kiesmassen sein eigenes Bett sich zugedämmt, etwas weiter oberhalb von der absperrenden Barre am Rande seines neu eingewühlten Bettes eine zweite Kiesbank aufgeworfen und auf diese Weise aus einem Theile seines alten Bettes einen kleinen, ringsum abgeschlossenen See gebildet, dessen Boden etwas tiefer lag, als der des daneben hinfliessenden trüben Baches. In Folge dessen sickerte durch die Kiese des den kleinen Tümpel einschliessenden Uferwalles ununterbrochen Wasser hindurch, das mit thonigen Theilen beladen in denselben hineingelangte, erstere in ihm absetzte und auf der anderen Seite, gewissermaassen filtrirt und gereinigt, wieder abfloss. So musste sich hier auf den groben Kiesen also eine Thonablagerung bilden, die in ihrer Schichtung sich selbstverständlich der Oberfläche des Grundes, auf dem sie zum Absatze gelangte, anschmiegte. An einer anderen Stelle in der Nähe der eben beschriebenen sah ich dann noch eine zweite ähnlich entstandene, kleine Einsenkung, die ebenfalls zum Absatze von Thon Veranlassung gegeben hatte, aber bereits völlig trocken gelegt war: das Resultat war hier gewesen, dass eine äusserst fein geschichtete, wenig mächtige Thonlage die vielleicht nur um Tage oder Stunden älteren Kiese überlagerte. Ein warmer Tag aber und damit gesteigerte Eisschmelze muss in solchem Gebiete völlig genügen, das Abflusssystem der Schmelzwasser umzuändern. Heftiger Wasserandrang wird die kleine, absperrende, wenig widerstandsfähige Barre zerstören, grobe Kiese werden über den Thonen aufgeschüttet, und so inmitten groben Materiales eine Schicht feinsten Thones in einem von ausserordentlich reissenden Wassern durchströmten Gebiete gebildet. Dieser Vorgang kann sich natürlich mehrmals wiederholen und zu einer sehr wechselnden Schichtenfolge führen.

Es scheint aus alledem klar hervorzugehen, dass wir die Thone und Mergelsande nicht als Andeutungen irgend eines bestimmten Niveau's im Diluvium auffassen dürfen, sondern dass wir vielmehr erwarten müssen, sie in jedem Complexe geschichteter Sande anzutreffen. Deswegen fehlen sie in den Sanden des norddeutschen Diluviums auch nur dem des Oberen aus einem später zu erwähnenden Grunde völlig. Da die Feinheit des Materiales abhängig ist von stetig wechselnden Faktoren, von der Grösse des betreffenden Beckens und der Geschwindigkeit des in dasselbe gelangenden und es durchfliessenden Wassers, so sind in diesem Sinne also die Thone und Mergelsande den Sanden und Granden des Diluviums bis herauf zu den gröbsten Geschiebelagern völlig gleichwerthig und wir kommen so dahin, nur drei ihrer Entstehung nach verschiedene Bildungen in unserem Diluvium anzuerkennen:

1. den eigentlichen Geschiebemergel als Moränenbildung;
2. alle geschichteten Bildungen einschliesslich der Thone als zum Absatze gelangte Auswaschungsprodukte desselben und
3. den Geschiebesand oder Decksand als Auswaschungsrückstand der Moränen.

Ueber die unter 3. genannte Bildung mögen im Folgenden einige Bemerkungen Platz finden.

3. Der Geschiebesand und seine zeitlichen Aequivalente.

Bei den geologischen Specialaufnahmen im norddeutschen Flachlande wird seit einiger Zeit auf Grund der gemachten Erfahrungen der Grundsatz befolgt, in den mit Geschiebesand bedeckten Flächen die mehr oder weniger grosse Dichtigkeit der Geschiebe, sowie das Vorwalten gröberen oder feineren Materiales kartographisch zum Ausdrucke zu bringen. Wie sehr die Annahme der vorhandenen diesbezüglichen Verschiedenheit in den einzelnen Flächen ihre Bestätigung findet, wurde mir in geradezu überraschender Weise klar, als ich auf dem öden, völlig vegetationslosen Hochplateau, welches nordwestlich vom Láng-Jökull liegt und von diesem, dem gletscherbedeckten Berge Ok und dem Thale

der westlichen Hvitá begrenzt wird, eine etwa eine Quadratmeile grosse Fläche sah, die mit einem unserem oberen Geschiebesande völlig gleichen Materiale bedeckt war. Ein äusserst anstrengender Ritt führte uns fast zwei Meilen weit über diese steinigte Wüste an den Fuss des gewaltigen Láng-Jökull und gewährte uns einen Einblick in die Vertheilung des Geschiebemateriales auf dieser Fläche. Dieses Plateau besitzt als Untergrund eine präglaciale, hellgraue, reichlichen Olivin führende Lava, die in zahlreichen abgehobelten und geschrammten Rundhöckern die Grand- und Gerölldecke durchragt. Seine Oberfläche ist eine flachwellige und besteht aus einer dichten Packung von grossen und kleinen Geschieben bis herunter zu grobgrandigem Materiale. Die Gesteine, die hierin vertreten sind, stimmen mit denjenigen, die den Untergrund des Láng-Jökull bilden und in seinen Endmoränen sich wiederfinden, überein, nämlich graue, dichte Lava, eine dunkle, blasige Lava und glänzend sammetschwarzer Obsidian, während das feinere Material daneben noch aus hellem, sehr feinkörnigen Tuffe besteht. Das merkwürdigste aber bei diesem Geschiebelager ist die ausserordentlich scharfe Sonderung des Materiales nach der Grösse der einzelnen Geschiebe. Während an der einen Stelle nur grosse Blöcke liegen, deren keiner unter einem Kubikfuss Grösse hat, wohl aber oft das 10fache derselben erreicht, ist an anderen wieder eine dichte Packung, ich möchte fast sagen Pflasterung mit bis kopfgrossen Steinen zu beobachten und noch wieder anderen Flächen fehlt das grobe Material völlig, und es findet sich nur eine grandige Bedeckung. Die Grenze zwischen den einzelnen eben beschriebenen Flächen ist aber so scharf, dass man sie, auf einem etwas erhöhten Punkte stehend, sofort auf einige Erstreckung hin mit den Augen verfolgen kann, und bisweilen folgten ihr unsere Pferde eine Zeitlang, um die mit grossen Blöcken dicht besäten Flächen zu vermeiden. Im Allgemeinen lässt sich sagen, dass das gröbere Material die etwas höher gelegenen Theile bedeckt, während das feinere in den zwischen den einzelnen Hügeln und Rücken gelegenen Mulden und Rinnen sich findet. Das stimmt wiederum zu den bei uns gemachten Beobachtungen, nach welchen oft auf den im Diluvialplateau auftretenden Höhen

die Geschiebe sich in dichtester Packung und von den grössten Dimensionen finden. Es ist bei dem Mangel jeglicher Schichtung sowohl in den isländischen Geschiebeanhäufungen, als auch in unserem Geschiebesande klar, dass die Bildung beider veranlasst ist durch eine Wegführung alles feineren Materiales, also der thonigen und sandigen Theile, aus der ursprünglich zum Absatze gelangten Masse, der Grundmoräne, vermittelst der Schmelzwasser des Gletschers; eine Ansicht, die längst allgemein anerkannt ist.[1]) Eine gewichtige Unterstützung erhält diese Ansicht durch das Vorkommen der geschrammten Geschiebe, der Scheuersteine, in dem Geschiebesande. Einige Bemerkungen über das Vorkommen derselben in den verschiedenen Glacialablagerungen seien mir hier gestattet. In den Moränenbildungen sind dieselben so allgemein, dass wir in den Endmoränen des Solheima-Jökull zum Beispiel kaum ein einziges grösseres Geschiebe gefunden haben, welches nicht vorzügliche Schrammung gezeigt hätte. Aber nur 100 Meter abwärts von der Gletscherstirn war nicht ein einziges geschrammtes Geschiebe mehr zu erblicken, sondern alle hatten die Spuren des Eistransportes ganz verloren und trotz der Kürze der Strecke, auf der sie bewegt waren, völlig den Charakter von Flussgeröllen angenommen. Ein wenn auch noch so unbedeutender Wassertransport vernichtet also alle Spuren des Eistransportes. Ist nun der Geschiebesand nichts anderes, als eine so gut wie gar nicht umgelagerte, sondern nur ausgeschlämmte Grundmoräne, so muss man a priori erwarten, in ihm noch gekritzte Geschiebe zu finden. Dem ist in der That so: am Láng-Jökull fand ich inmitten des Geröll-lagers sehr schön geschrammten Obsidian und zwischen Skálholt und Uthlið sah ich geschrammte Geschiebe in grosser Menge in einem Gebiete, wo keine Moränen liegen.

Anhangsweise mögen hier einige Bemerkungen zu den vielumstrittenen Dreikantern oder Pyramidalgeschieben Platz finden. Ich habe dieselben in grosser Menge in Island in den recenten Moränen gesehen, woraus hervorgeht, dass sie echte Gletscher-

[1]) Siehe hierüber G. Berendt, Die Sande im norddeutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode. Dieses Jahrbuch für 1881.

bildungen sind und die Meeresbrandung nicht, wie mehrfach angenommen ist, an ihrer Bildung mit gearbeitet hat. Dass nicht alle Gesteine zur Bildung von Dreikantern Veranlassung gegeben haben, steht fest; es sind bei uns fast immer Quarzite, Diorite, Diabase, Quarzporphyre und andere sehr harte Gesteine; noch niemals aber entsinne ich mich, einen Sandstein- oder Kalkstein-Dreikanter gesehen zu haben. Auch in den isländischen Moränen sind es nur die härtesten Dolerite und Basalte, niemals aber Tuffe oder Conglomerate, die in Form von Pyramidalgeschieben sich finden, und sie fehlen gänzlich, wie am Láng-Jökull, wo nur weichere Gesteine den Untergrund des Gletschers bilden. Aus dem letzteren Grunde, der Härte der betreffenden Gesteine, glaube ich schliessen zu können, dass die erste Veranlassung zur Bildung der eigenthümlich regelmässigen Geschiebe dadurch gegeben wird, dass bei der Zertrümmerung dieser Gesteine Bruchstücke mit mehreren annähernd ebenen Flächen entstehen; dann wird bei dem Eistransporte der betreffenden Stücke die weitere Abarbeitung vornehmlich auf diesen Flächen statthaben, da dieselben ganz von selbst zur angreifenden Kraft mit den Flächen und nicht mit den Kanten sich senkrecht stellen müssen. Dass keine eigentliche Packung von solchen Geschieben in der Moräne sich findet, konnte ich deutlich genug beobachten, da ich sie innerhalb derselben ganz unregelmässig vertheilt, einzelne sogar an der Gletscherstirn auf dem Eise selbst sah.

Wenn der Geschiebesand in der That, woran kaum mehr gezweifelt werden kann, die ausgewaschene Rückstandsmoräne des Gletschers darstellt, so muss es mit ihm gleichalterige Bildungen geben, die aus dem von Seiten der Schmelzwasser ausgeschlämmten Materiale aufgebaut sind. Die Untrennbarkeit der geschiebefreien Thalsande von anderen, ebenfalls im Thale abgelagerten, Geschiebe führenden Bildungen, der allmähliche Uebergang dieser in die ächten, zum Theil dem Geschiebemergel noch auflagernden Geschiebesande des Plateau's führte G. Berendt[1]) dahin, zunächst

[1]) G. Berendt, Die Sande im norddeutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode. Dieses Jahrbuch für 1881.

für alle Geschiebesande und Grande (∂s und ∂g) einerseits, für die Thalsande und Grande (αs und αg), sowie für die in den geologischen Specialkarten mit αds und ∂ds bezeichneten Bildungen andererseits ein gemeinsames, jungdiluviales Alter anzunehmen. Man wird aber für noch mehr Bildungen eine Entstehung innerhalb dieses Zeitraumes annehmen müssen. Bei der Ausschlämmung der Grundmoräne mit dem Geschiebesande als Endprodukt wurden doch nicht nur Sande, die wir gegenwärtig als mehr oder weniger geschiebefreie Thalsande abgelagert finden, sondern auch die gesammten thonigen Theile mit fortgeführt. Wo sind nun diese jungdiluvialen Thonablagerungen? Dieselben Flüsse, die den Thalsand absetzten, werden die weit feineren, thonigen Schlämmprodukte erst da abgesetzt haben, wo ihre Geschwindigkeit eine äusserst geringe geworden war. In den breiten Abflussthälern des jüngeren Diluviums kamen bis in das weite Elbthal unterhalb Wittenberge nur Thalsande zum Absatze, ein Beweis, dass hier die Wasser viel zu rasch strömten, um Thonablagerungen zu ermöglichen. Wir werden also die den Geschiebe- und Thalsanden zeitlich gleichstehenden Thonbildungen im untersten Elbthale und an den Küsten der heutigen Nordsee zu suchen haben, und zwar werden sie hier das Liegende der von den heutigen Strömen dem Meere zugeführten Schlickablagerungen bilden. Es ist sogar nicht unmöglich, dass gründliche Untersuchungen hier, analog den in Skandinavien, Schottland, Nordamerika und Island gemachten Beobachtungen[1]), zur Auffindung eines den Leda-clays oder Yoldia-Thonen entsprechenden, spätglacialen Thones mit arktischer Fauna führen werden. Im Innern des Landes aber dürfen wir als dieser Altersstufe angehörig vielleicht diejenigen Ablagerungen von bisher für jungalluvial gehaltenen Thonen betrachten, die, wie auf Section Ketzin[2]), in Buchten des ehemaligen Stromes zum Absatze gelangten und im Gegensatze zu den kalkfreien

[1]) Siehe K. Keilhack, Ueber postglaciale Meeresablagerungen in Island. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1884.

[2]) Siehe F. Wahnschaffe, Briefliche Mittheilung über die geognostische Stellung der Schlickbildungen im Alluvium der Umgegend von Rathenow. Dieses Jahrbuch für 1882.

Schlickablagerungen der heutigen Flüsse sich durch ihren, stellenweise sogar recht beträchtlichen Kalkgehalt auszeichnen.

Ich möchte noch weiter gehen und für ein anderes, ausserordentlich verbreitetes Gebilde das gleiche Alter in Anspruch nehmen.

Wenn in Island die Geschiebesandflächen ganz dem ausschlämmenden Einflusse der Gletscherwasser entzogen und völlig trocken gelegt sind, dann wird die von letzteren begonnene Arbeit der Fortführung aller feineren Theile noch fortgesetzt durch einen Faktor, den man für die Fertigbildung unserer Geschiebesande und den Aufbau neuer Ablagerungen aus ihnen bis jetzt noch nicht gehörig gewürdigt hat, durch den Wind. Man muss die höchst unangenehmen Sand- und Staubstürme auf den pflanzenleeren, kahlen Sandflächen Islands kennen gelernt haben, um sich ein Bild von der Veränderung machen zu können, die sie auf dem Boden hinterlassen, über den sie hinweggefegt sind. Ungeheuere, gelbe Staubwolken, die hoch vom Boden emporgewirbelt und mit fortgeführt werden, bezeichnen ihren Weg; über hirsekorngrosse Sandkörnchen werden von ihnen eine Strecke weit mit fortgerissen und wieder fallen gelassen. So entziehen diese Stürme der obersten Schicht des Bodens alles feinere Material, welches das Wasser noch verschont hatte, um es an andern Stellen in Form langgestreckter, ausgedehnter Dünen wieder abzusetzen. Es kann kaum einem Zweifel unterliegen, dass ähnliche Verhältnisse auch bei uns obwalteten, dass bald nachdem die Geschiebesandflächen trocken gelegt waren, der Wind sich auf diesen natürlich gleichfalls noch durch keine Vegetationsdecke geschützten Gebieten des oberflächlich noch vorhandenen Materiales an feinem Sande bemächtigte und dasselbe fortführte, in noch viel höherem Grade natürlich auch auf den durch die Gleichmässigkeit und Feinheit des Kornes besonders dazu geeigneten Thalsandablagerungen umarbeitend wirkte. So erklärt sich das Vorhandensein grösserer Dünenflächen auf den Diluvialplateau's, oft sogar auf dem Geschiebemergel selbst, so erklärt sich ferner der Umstand, dass wir auf der Oberfläche des Geschiebesandes oft eine besonders reiche Anhäufung des gröbsten Materiales haben, während darunter mehr

sandige Bildungen sich finden. Auch auf der oben beschriebenen Hochfläche am Láng-Jökull in Island findet man nämlich, dass die dicht gepackte, ausschliesslich aus Geschieben gebildete, oberste Partie in solcher Reinheit nicht tief hinabreicht, sondern dass schon 1—2 Decimeter unter der Oberfläche feinerer Sand sich findet. Wahrscheinlich ist die Zeit der Entstehung für die meisten unserer Flugsande die gleiche, eben die Zeit bald nach dem Rückzuge der Gletscher, als noch keine schützende Vegetationsdecke die Oberfläche vor der fortführenden und gewissermaassen trocken ausschlämmenden Wirkung der Stürme behütete. Wir haben ja auch heute, von den Küsten abgesehen, mit ganz unbedeutenden und verschwindenden Ausnahmen, keine Neubildung von Flugsanden mehr, sondern überall, wo die Winde jetzt noch umlagernd wirken, entnehmen sie das zu transportirende Material bereits vorhandenen, zumeist durch menschlichen Unverstand dazu geeignet gemachten Dünengebieten. Man wird also im Allgemeinen unseren sämmtlichen Flugsandbildungen ein jungdiluviales Alter zuschreiben müssen.

Man kann unter Berücksichtigung der Entstehung die Ablagerungen unseres Diluviums, mit Fortlassung untergeordnet auftretender Bildungen, etwa folgendermaassen gliedern:

A. Moränenbildungen:
- 1. Geschiebemergel des Unteren } Diluviums.
- 2. Geschiebemergel des Oberen }

B. Aus *A.* durch Auswaschung entstanden:
- 1. Grand }
- 2. Sand } des Unteren Diluviums.
- 3. Schleppsand }
- 4. Thonmergel }
- *a.* Geschiebesand und Grand }
- *b.* Thalsand und Grand } des Oberen Diluviums.
- *c.* (Mariner? und) Süsswasserthon }

C. Aus *a* und *b* von *B* durch Auswehung entstanden:
- 1. Flugsand z. Th.

Basaltische Gesteine aus dem Grabfeld und aus der südöstlichen Rhön.

Von Herrn **H. Proescholdt** in Meiningen.

Ueber die Eruptivgesteine des Grabfeldes und der angrenzenden Gebiete liegen zur Zeit nur wenige Beobachtungen vor. MÖHL [1]) untersuchte den Basalt des Grossen Gleichbergs, LÜDECKE [2]) den Phonolith der Veste Heldburg und BÜCKING [3]) die Basalte vom Kleinen Gleichberg und Straufhain.

Bei der grossen Anzahl der Basalte, die im Grabfeld und östlich desselben zu Tage treten, erscheint es im Interesse der geognostischen Aufnahme geboten, dieselben insgesammt der mikroskopischen Analyse zu unterziehen, um so mehr, als die Kartenbilder, die VON SCHAUROTH [4]) und CREDNER [5]) von dem Vorkommen derselben gegeben haben, den thatsächlichen Verhältnissen gar nicht entsprechen, namentlich die Karte des letzteren. Ich will sogleich erwähnen, dass die zahlreichen Basaltgänge keineswegs so zu sagen richtungslos das Terrain durchsetzen, wie in den erwähnten Karten verzeichnet ist, sondern dass sie sämmtlich unter sich parallel in Stunde 2 streichen, soweit meine

[1]) ROSENBUSCH: Mikroskop. Physiographie d. mass. Gest. S. 442.

[2]) Ueber die jungen Eruptivgest. Süd-Thüringens. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1879, 266—302.

[3]) Basaltische Gesteine aus der Gegend südwestlich vom Thüringer Walde und aus der Rhön. Jahrb. der königl. preuss. geol. Landesanstalt 1881, 149—189.

[4]) Uebersicht d. geognost. Verhältnisse d. Herz. Coburg. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1853, 698—762.

[5]) Versuch einer Bildungsgeschichte etc.

Beobachtungen reichen. Fast dasselbe Streichen zeigen auch die Gänge am Feldstein bei Themar [1]).

Grosser Gleichberg. Der Basalt des Grossen Gleichbergs, der dominirenden Höhe des Grabfeldes und der Umgegend, setzt in bedeutender Mächtigkeit die breite Kuppe desselben zusammen und ruht auf Rhät und Lias.

Das dichte Gestein zeigt frisch einen eigenthümlichen Fettglanz und beherbergt verhältnissmässig selten grössere Olivineinschlüsse. Unter dem Mikroskop erscheint es zusammengesetzt aus Plagioklasen, die zuweilen Glaseinschlüsse enthalten, Augit, Olivin, Magnetit und Titanit, Apatitnadeln und einer hellen Grundmasse, die sich bei gekreuzten Nicols als schwach doppeltbrechend erweist und mit Salzsäure gelatinirt. In der Gallerte wurden zahlreiche Chlornatriumwürfel beobachtet. Sie ist daher wohl als Nephelin zu deuten. Die Plagioklase erreichen eine Grösse von 0,5 Millimeter, ebenso die Magnetite, an denen man deswegen sogleich das Gestein im Dünnschliff unter den andern zu beschreibenden Basalten mit blossem Auge erkennt.

Der Basalt des Grossen Gleichbergs gehört nach der erwähnten Zusammensetzung zu den Basaniten Bücking's [2]). Untersuchungen von Dünnschliffen des Basaltes vom Kleinen Gleichberg und der nördlich davon liegenden Dingslebener Kuppe ergaben dasselbe Resultat; nur tritt in dem Gestein des letzteren Ortes der Plagioklas an Menge gegenüber den andern Gemengtheilen nicht unbedeutend zurück, während er in dem Basanit der beiden Gleichberge in den Vordergrund tritt.

Die mikroskopische Analyse wurde ferner auch auf Basalte ausgedehnt, die als Schotter in der Umgebung des Grossen Gleichberges herumliegen, und wurden alle als Basanit erkannt. Bei einigen derselben wurde eine bedeutende Abnahme in der Grösse der Gemengtheile beobachtet; so erreicht der Plagioklas in dem Basaltschotter vom Linhartzberg und vom Rothen Kopf nur noch

---

[1]) Vergleiche: Die Marisfelder Mulde etc. Jahrb. der königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1882, 216.

[2]) a. a. O. S. 153.

0,2 Millimeter Länge und wird dem von BÜCKING[1]) beschriebenen Feldspathbasalt vom Feldstein bei Themar sehr ähnlich.

In seiner mehrfach citirten Abhandlung hat BÜCKING[2]) den Basalt des Kleinen Gleichberges als Limburgit aufgeführt. Die Angabe widerspricht keineswegs, wie es scheinen möchte, dem Resultate meiner Untersuchungen. Vielmehr hat sich bei der Durchmusterung einer grossen Anzahl Schliffe die interessante Thatsache herausgestellt, dass an beiden Gleichbergen neben dem Basanit ein anderer feldspathfreier Basalt auftritt, dessen salzsaurer Auszug keine Chlornatriumwürfel liefert. Der Beschreibung BÜCKING's habe ich nichts hinzuzusetzen. Wie das gegenseitige Verhältniss des Basanit und Limburgit an den beiden Gleichbergen beschaffen ist, konnte noch nicht festgestellt werden.

Schäferburg. 2 Kilometer östlich vom Grossen Gleichberg, nahe dem Dorfe Simmershausen, erhebt sich aus den unteren Gypskeuperletten eine kleine Basaltkuppe, die Schäferburg. Unter dem Mikroskop löst sich das dichte, graue Gestein auf in ein Gemenge von meist wohl umgrenzten Nephelinkrystallen, die häufig in Zeolithe umgewandelt sind, Augitprismen und stets serpentinisirten Olivinen, zwischen denen Magnetit in winzigen Körnern in ausserordentlicher Menge eingestreut auftritt.

Das Gesteinspulver gelatinirt in kalter Salzsäure, aus der Lösung krystallisirt Chlornatrium in reichlicher Menge aus. Es liegt also ein echter Nephelinbasalt vor. Der Basalt hat die anstossenden Lettenschichten zu einem harten, spröden Gestein zusammengefrittet, das im Dünnschliff unter dem Mikroskop als eine wolkige, isotrope Masse erscheint, in der vereinzelt helle, schwach doppeltbrechende Stellen (Nephelin?) und Brauneisen liegen.

Basaltgang vom Kuhberg bei Gleicherwiesen. Südöstlich vom Grossen Gleichberg setzt in Stunde 2 über 1 Kilometer weit ein kaum 1 Meter breiter Basaltgang durch einen Bergrücken bei Gleicherwiesen. Das stark verwitterte Gestein, das auf die durchbrochenen Keupersedimente keine Veränderung hervorgerufen

[1]) a. a. O. S. 183.
[2]) a. a. O. S. 187.

hat, besteht unter dem Mikroskop aus Mikrolithen von Augit, der fast stets nach dem Orthopinakoid verzwillingt ist, Magnetit und einem braunen Glas, das von langen, nadelförmigen, quergegliederten Krystallen und schwarzen Trichiten durchsetzt ist. Aus diesem Gemenge treten lange, prismatische, verzwillingte Augite, die die Neigung zeigen, sich zu sternförmigen Gruppen zu vereinigen oder sich rechtwinklig zu durchkreuzen, und Olivine in stets scharfen und regelmässigen Krystallumrissen (Hyalosiderit) porphyrartig hervor. Im Schliff zerstreut liegen runde und eirunde Mandelräume, die ganz so, wie es Rosenbusch[1]) vom Gestein der Limburg beschrieben hat, an den Wänden mit radial divergirenden, lebhaft polarisirenden Zeolithbündeln und im Innern des Mandelraumes mit Carbonaten ausgekleidet sind. Behandelt man den Schliff mit Salzsäure, so bilden sich Chlornatriumwürfel, die offenbar nicht von vorhandenem Nephelin, sondern von den Zeolithen herstammen. Das Gestein des Kuhberges gehört demnach zu den Limburgiten Rosenbusch's. Dazu muss ferner der Basalt eines Ganges gerechnet werden, der in Stunde 2 unmittelbar vom Dorfe Linden nach dem Spanhügel hinstreicht und 0,6 Meter mächtig ist.

Basaltgang vom Einfahrtsberg. Dieser Gang streicht ebenfalls in Stunde 2 vom Einfahrtsberg zwischen Linden und Eicha bis in den Grossen Gleichberg hinein und ist im Volksmunde unter dem Namen Teufelsmauer bekannt. Credner hat ihn in Verbindung mit dem vorigen Gang bei Linden in genau nordsüdlicher Richtung in seine geognostische Karte des Thüringer Waldes eingezeichnet; nach Zelger[2]) ist er 30—40 Fuss breit und läuft ebenfalls nach Süden nach den Quellen der fränkischen Saale hin. In Wirklichkeit ist er kaum 1 Meter mächtig. Das Gestein des Ganges ist nach der mikroskopischen Analyse ein Feldspathbasalt mit grossen Plagioklasen. Die zahlreichen Hohlräume, die den Schliff durchsetzen, sind, wie die Untersuchung des essigsauren Auszuges ergeben hat, lediglich mit Dolomit und Kalkspath ausgefüllt.

---

[1]) Jahrbuch f. Mineral. etc. 1872, S. 63.

[2]) Geognost. Wanderungen i. d. Trias Frankens, S. 132.

Hieran möchte ich die Resultate der Untersuchungen der Basalte bei Themar reihen. In einem früheren Aufsatz [1]) hatte ich den Basalt des vorderen Feldsteins als Nephelinbasalt angegeben; es beruht dies auf einer Verwechslung des Gesteinsmateriales. Das Gestein des betreffenden Ganges, ebenso das des Basaltganges am Ottilienberg westlich von Themar, ist Plagioklasbasalt, und dem des Teufelsteins oder hinteren Feldsteins, den Bücking [2]) beschrieben, durchaus ähnlich.

Vom Grossen Gleichberg und seiner Umgebung ist das nächste Basaltvorkommen in der Richtung nach der Hohen Rhön zu eine kleine Basaltkuppe am Dachsberge, genau westlich von dem weimarischen Städtchen Ostheim. Die Kuppe steht auf einer Verwerfungsspalte. Das Gestein enthält grosse und zahlreiche Olivineinschlüsse und ist in nicht sehr deutlichen Säulen abgesondert. Nach dem mikroskopischen Befund ist es ein Nephelinbasalt. Das Gesteinspulver von zeolithfreiem Material gelatinirt in Salzsäure und scheidet zahlreiche Kochsalzwürfel ab.

Die folgenden Basalte bilden vereinzelte Kuppen, die den Ostrand der sogenannten Hohen Rhön begleiten.

Basalt vom Heppberg bei Oberelzbach, Rothküppel und Rother Berg bei Roth.

Das Gestein von diesen drei räumlich ziemlich weit entfernten Kuppen ist dasselbe. In einer sehr reichlichen, bläulich polarisirenden, durch Salzsäure zersetzbaren Substanz liegen Augitprismen, Olivin in häufig scharfen Krystallumrissen, Magnetitkörner, Apatitnadeln und seltener Glimmerblättchen eingebettet. Die Olivine (Hyalosiderite) sind immer von einer dicken Haut von Eisenoxyd umzogen und häufig ganz überzogen, und verleihen dadurch den Dünnschliffen ein ganz charakteristisches Aussehen. Bei Behandlung derselben mit Salzsäure treten zahlreiche Chlornatriumwürfel auf. Das Gestein ist demzufolge als Nephelinbasalt anzusehen, in dem der Nephelin nicht in krystallisirten Individuen, sondern in scheinbar strukturlosen Mengen auftritt, Boricky's [3])

---

[1]) Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanst. 1883, S. 216.

[2]) a. a. O. S. 183.

[3]) Petrographische Studien etc. 1874, S. 41 und 72.

Nephelinitoid, das hier wohl gleichbedeutend mit Bücking's[1]) Limburgit des zweiten Typus ist.

Lahrberg. Der Basalt dieses Berges, der zwischen dem Heppberg und dem Rothküppel liegt, lässt unter dem Mikroskop eine aus Plagioklas, Augit, Olivin, Magnetit und Glimmer zusammengesetzte Grundmasse erkennen, in der bis 1,5 Millimeter grosse Plagioklase eingebettet liegen. Nach Behandlung des Schliffes durch Salzsäure werden Chlornatriumkrystalle beobachtet, die von der Zersetzung der in dem Gestein reichlich eingesprengten Zeolithe herrühren. Ein Glasmagma wurde nicht constatirt. Die Augite sind häufig nach dem Orthopinakoid verzwillingt und vereinigen sich gern mit einander, aber auch mit den grossen Plagioklasen zu Büscheln und sternförmigen Gruppen. Die Feldspäthe schliessen kleine Magnetitkörner und kleine Rechtecke einer schwach doppeltbrechenden Masse (Nephelin?) ein; einmal wurde in ihnen ein grösserer, verzwillingter Augitkrystall beobachtet. Nach Boricky[2]) gehört das Gestein zu den Andesit- und Phonolithbasalten.

Hillenberg. Westlich von dem Dorfe Roth erhebt sich der Hillenberg, an dem Braunkohlenflötze zu Tage ausgehen[3]). Das cavernöse Gestein löst sich gepulvert zum grossen Theil in kalter Salzsäure auf unter Abscheidung flockiger Kieselsäure; die Lösung hinterlässt beim Verdunsten zahlreiche Chlornatriumkrystalle. Unter dem Mikroskop löst es sich in ein Gemenge von Plagioklasleisten, Nephelindurchschnitten, Magnetit und Augit auf, das durch grosse Einsprenglinge von Olivin und Augit mit abgeschmolzenen Kanten einen porphyrartigen Habitus erhält. Eine schwach doppeltbrechende Zwischenklemmungsmasse (Nephelin) tritt zuweilen in grossen, isolirten Putzen auf. Sie ist der Ausgangspunkt der massenhaft vorkommenden Kugeln und Mandeln, deren Durchschnitte eine Ausfüllung mit in concentrischen Lagen aufeinanderfolgenden Zeolithen und Carbonaten zeigen. Ausserdem beobachtet man in den Schliffen Hohlräume, in denen man schon mit blossem Auge con-

[1]) a. a. O. S. 157.

[2]) a. a. O. S. 142.

[3]) Zincken: Die Physiographie der Braunkohle, S. 517.

centrische Lagen von Eisenoxydhydrat und einem hellen Mineral (Kalkspath) erkennen kann.

Basalt vom Eisgraben. Der nödliche Hang des Hillenberges fällt in den Eisgraben ab, der von einem Abfluss des schwarzen Moores durchströmt wird. Der Graben durchsetzt eine Braunkohlenablagerung. Schliffe vŏn Basalten, die von dem letzten steilen Aufstieg über der Tertiärablagerung entnommen waren, verrathen dieselbe Composition wie die Basalte von Heppberg, Rothküppel u. s. w. Es ist bemerkenswerth, dass das Vorkommen am Eisgraben genau in die Linie Heppberg-Rothküppel fällt.

Gangolfsberg. Der Gangolfsberg ist ein östlicher Ausläufer der hohen Rhön und durch den tief eingeschnittenen Elzbachgrund von dem Strutberg getrennt. Sein Gipfel liegt genau westlich von Lahrberg. Die Sedimentärschichten des Berges sind Trochitenkalk, Nodosenschichten und Tertiär.

Der Basalt ist in Säulen abgesondert, die durch ihren grossen Durchmesser auffallen. An der Thalwand des Elzbaches sind sie in einer Höhe von über 100 Metern über einander aufgeschlossen, wohl zur Zeit der schönste Aufschluss, den die Rhön von Säulenbasalt bietet. Das Gestein ist sehr dicht, enthält grosse Hornblendekrystalle eingesprengt und geht vielfach in sogenannten Perlbasalt über. In den zerschlagenen Säulen bemerkt man grosse Brocken von Gneiss, sehr selten andere Gesteine; zugleich treten an den Contactstellen des Basaltes mit Trochitenkalk eigenthümliche Veränderungen des letzteren ein.

Beim Anschlagen mit dem Hammer erweist sich der Trochitenkalk, der in mächtigen Blöcken am Ostfusse des Berges herum zerstreut liegt, als stahlhart und lässt mit blossem Auge in seiner Masse Krystalle von Bergkrystall erkennen. In Salzsäure löst er sich nur zum geringen Theil, die Lösung enthält Phosphorsäure. Unter dem Mikroskope erkennt man, dass die wohl erhaltenen Oolithe eingebettet liegen in einer Quarzmasse von Körnern von theils rundlichem, theil scharfkantigem Umriss. In sehr dünnem Schliff liegt die Oolithsubstanz wie Staub auf dem Quarz und lässt eine Sonderung in gelbe oder graue und schwarze Pünktchen zum Vorschein kommen. Die ersteren sind

wohl zum Theil Aetzkalk, die letzteren wahrscheinlich Magneteisen. Zugleich erscheinen im Gesichtsfelde grosse, dunkelschwarze Massen in dendritischen Formen, die bei starker Vergrösserung eine Zusammensetzung von winzig kleinen, regellos gestalteten Körnchen zeigen. Ob hier eine Anhäufung von Magnetitkörnern vorliegt, wage ich nicht bestimmt zu entscheiden.

Mit dem umgewandelten Plänerkalk im Basalte des Poratscher Berges bei Bilin[1]) hat das Vorkommen nur wenig Aehnlichkeit.

Die Gneisseinschlüsse sind mit dem Basalte stets auf das innigste verschmolzen. Schon beim Anschlagen bemerkt man, dass der Gneiss umgeschmolzen worden ist, obgleich die Struktur deutlich erkennbar hervortritt. Orthoklas und Quarz sind sogleich zu unterscheiden. Unter dem Mikroskope erscheinen dieselben zum grossen Theil unverändert. Das Gestein ist durchzogen von zahlreichen, ausserordentlich schmalen Basaltäderchen, die sich bald erweitern, bald verengen und Gneissbröckchen einschliessen. Die Salbänder dieser Gänge sind nicht immer deutlich und scharf kenntlich; vielmehr zeigt sich fast regelmässig die Erscheinung, dass der Gneiss und vorzüglich der Orthoklas desselben in der Nähe des Basaltes ganz durchtränkt ist von Magneteisenkörnern und anderen, nicht bestimmbaren Einschlüssen oder stellenweise erfüllt mit spiessigen Mikrolithen von heller und dunkler Farbe. Ferner beobachtet man in der von Basaltmagma ganz durchstäubten Gneissmasse Neigung zu kugeliger oder eiförmiger Absonderung, wobei jedesmal ein breiter, dunklerer Saum gegen einen hellen Kern sich abhebt. Die Magnetitkörner sammeln sich an vielen Stellen zu grossen Putzen und Flocken.

Was den Basalt selbst anbetrifft, so gehört er zu den Hornblendebasalten Gutberlet's. In einer feinkörnigen Grundmasse von Plagioklasleisten, Augitkryställchen, Magnetitkörnern und Olivin liegen grössere Krystalle von häufig recht frischem Olivin, Augit und Hornblende porphyrisch eingesprengt. Helle, schwach doppeltbrechende Partieen im Schliff, die nicht häufig erscheinen, sind wohl als Nephelin zu deuten, um so mehr, als der Schliff nach der Behandlung mit Salzsäure Chlornatriumwürfel liefert.

---

[1]) Boricky, a. a. O. p. 224.

Schliffe von dem Perlbasalte am Gangolfsberg, d. h. von dem Basalte, der durch nach allen Richtungen hin verlaufende Risse und Sprünge in kleine Bröckchen zerfallen ist, zeigen auch bei grösster Dünne zahlreiche dunkle Stellen. Unter dem Mikroskope konnte eine verschiedenartige Struktur des Gesteins nicht erkannt werden, nur häufen sich mehrfach die Magnetitkörner an und verursachen die Trübung des Schliffes. Meist trennt ein schmaler Spalt diese Stellen auf einer Seite von den hellen Gesteinspartieen ab.

Nach der erwähnten Zusammensetzung gehört der Basalt vom Gangolfsberg zu den Basaniten BÜCKING's. Bereits der letztere Autor[1]) hat darauf aufmerksam gemacht, dass dieses Gestein recht gut mineralogisch und geologisch von den anderen Rhönbasalten getrennt werden könnte. PETZOLD[2]) hat die verschiedenen Ausbildungsweisen der Mineralien in demselben ausführlich geschildert. Wie es scheint, nimmt der Basalt einen ganz bestimmten geognostischen Horizont in der Hohen Rhön ein, denn Untersuchungen der Gesteine von der Sumpfkuppe und Rothen Kuppe nördlich vom Gangolfsberg, ferner von der Gegend am Ausgange des Eisgrabens in der Nähe des schwarzen Moores und vom steinernen Haus erwiesen ebenfalls deren Zugehörigkeit zu den hornblendeführenden Basaniten. Der Basalt vom letzteren Orte ist von E. E. SCHMID[3]) analysirt worden, der hohe Alkaligehalt (wohl vorwaltend Na_2O) des durch Salzsäure zersetzbaren Theiles weist nothwendig auf das Vorhandensein von Nephelin hin.

Der verdiente Rhönforscher GUTBERLET[3]) unterschied dem Alter nach einen älteren, den Hornblendebasalt, und einen jüngeren, dichten Basalt. Ob die Auffassung bei der erweiterten Kenntniss der Basalte allgemein berechtigt sein dürfte, ist zur Zeit noch nicht zu beurtheilen. Nur möchte ich darauf aufmerksam machen, dass sich in Verbindung mit der mineralogischen Zusammensetzung auch geognostisch gewisse Abgrenzungen finden, die, wie es scheint,

---

[1]) a. a. O. S. 155.

[2]) Petrograph. Studien an Basaltgesteinen der Rhön; Zeitschr. f. d. gesammt. Naturw. 1883, S. 114.

[3]) Vergleiche die Literaturangaben über Rhönbasalte bei PETZOLD.

eine allgemeinere Verbreitung haben. So erwähnt Boricky[1]), dass die von ihm als Nephelinitoide bezeichneten Basalte vorwiegend in der äussersten Peripherialzone des Hauptzuges böhmischer Basaltmassen auftreten und zu den ältesten Basaltgebilden gehören. Die den Nephelinitoiden entsprechenden Basalte der Rhön (Limburgite des zweiten Typus) bilden an der Südostseite unseres Gebirges ebenfalls einen Zug in der Peripherie, an den sich nach Innen eine zusammenhängende Zone von Basanit anschliesst. Ob sich weitere Analogieen ergeben werden, müssen die fortgesetzten Untersuchungen lehren.

Meiningen, im März 1884.

[1]) a. a. O. S. 41.

Ueber geologische Verhältnisse, welche mit der Emporhebung des Harzes in Verbindung stehen.

Von Herrn **A. von Koenen** in Göttingen.

In den letzten 15 Jahren ist namentlich durch die Aufnahme der geologischen Karten im Maassstabe von 1 : 25 000, durch die Arbeiten von BEYRICH, LOSSEN, KAYSER und Anderer der geologische Aufbau des Harzes, sowie die Gliederung der darin auftretenden Sedimentärbildungen in ausgezeichneter Weise klar gestellt worden.

Die in jeder Beziehung mustergültige LOSSEN'sche Uebersichtskarte des Harzgebirges giebt ein treffliches, trotz der zahllosen Details doch wirklich übersichtliches Bild und veranschaulicht in klarster Weise die verschiedenen Arbeiten LOSSEN's und KAYSER's über die Entstehung und den Aufbau des Harzes, seiner Gang- etc. Spalten.

Leider ist die geologische Aufnahme eines Theiles der näheren Umgebung des Harzes, zumal an dessen West- und Nordwestseite noch nicht weit genug fortgeschritten, als dass der Gebirgsbau dieses Bezirks dem jetzigen Standpunkte der Wissenschaft entsprechend, wenn auch nur auf einer Uebersichtskarte dargestellt werden könnte.

Aus den geologischen Verhältnissen der Umgebungen eines so scharf umgrenzten Gebirges, wie es der Harz ist, ergeben sich aber eine Anzahl allgemeinere Gesichtspunkte von besonderem Interesse, namentlich in Bezug auf solche Fragen, wie sie neuerdings

wieder Suess in dem bis jetzt erschienenen I. Theil seines trefflichen und inhaltsreichen Werkes »das Antlitz der Erde« behandelt hat.

Ich möchte daher schon jetzt einige auf den Bau des Harzes resp. dessen Umgebung bezügliche Thatsachen und Betrachtungen hervorheben, welche jedenfalls noch weitere Beachtung verdienen, bei weiterem Fortschreiten der betreffenden Untersuchungen aber auch vielleicht noch in verschiedenen Richtungen modificirt werden mögen.

Die paläozoischen Schichten des Harzes scheinen ebenso wie die des rheinischen Schiefer-Gebirges im Allgemeinen konkordant über einander zu liegen. Wenn es an einzelnen Punkten scheint, als läge der Kulm diskordant auf den älteren Schichten, so ist dies vielleicht in der Weise zu erklären, dass dort vor der letzten Aufrichtung der Schichten Verwerfungen entstanden, deren Spalten nach Aufrichtung der Schichten ihrerseits flach geneigt zu liegen kamen.

Dass aber die Faltung, Knickung, Aufrichtung etc. der paläozoischen Schichten incl. des sogenannten flötzleeren Sandsteins vor Ablagerung des Rothliegenden und des Zechsteins erfolgt ist, ergiebt sich daraus, dass am östlichen Rande des rheinischen Schiefergebirges und am ganzen Rande des Harzes die Dyas überall deutlich diskordant auf den paläozoischen Schichten liegt (soweit nicht Verwerfungsspalten beide trennen), und zwar das Rothliegende am Harzrande fast ausschliesslich in den drei Becken von Ilfeld-Sachsa, im Mannsfeld'schen und südlich von Ermsleben, am Rande des rheinischen Schiefergebirges nur südlich von Frankenberg.

Die Depressionen der Erdoberfläche, in welchen diese mächtigen, meist sandigen oder konglomeratischen Schichten des Rothliegenden abgelagert wurden, sind wohl gleichzeitig und in ursächlichem Zusammenhange mit der Aufrichtung und Heraushebung der paläozoischen Schichten entstanden, von welchen Gerölle ja zum Theil so massenhaft im Rothliegenden auftreten.

Nicht einem blossen Zufalle ist es aber wohl zuzuschreiben, dass gerade am oberen Rande des Rothliegenden der Becken von Ilfeld-Sachsa und südlich Ermsleben die Elbingeröder Grauwacke

in solcher Mächtigkeit auftritt, vielmehr dürften hier lokale Senkungen schon nahe dem Ende der Unterdevon-Zeit entstanden sein resp. die Bildung von Konglomeraten begünstigt haben, wie sich dies dann bei Beginn der Dyas-Zeit wiederholte.

Ueber dem Zechstein folgen im nordwestlichen Deutschland die sämmtlichen mesozoischen Formations-Glieder im Allgemeinen konkordant auf einander gelagert. Eine Ausnahme findet natürlich an allen den vielen Punkten statt, wo ein oder mehrere Glieder in der Schichtenfolge fehlen, und namentlich auch, wo Hilskonglomerate auftreten; diese Diskordanz ist wohl stets eine Folge von Auswaschung, nicht von Aufrichtung von Schichten. Jedenfalls sind allgemeine Umwälzungen während der mesozoischen Zeit nicht erfolgt. Auf den mesozoischen oder eventuell direkt auf den paläozoischen Schichten liegen aber stets diskordant die oligocänen und ? miocänen Tertiärbildungen, welche ihrerseits konkordant auf einander folgen.

Betrachten wir nun die Grenzgebiete zwischen den paläozoischen und den mesozoischen Schichten, so finden wir, dass erstere am Nordrande des rheinischen Schiefergebirges mit mächtigen Grauwacken des flötzleeren Sandsteins und, nach Westen hin, dem produktiven Steinkohlengebirge, endigen, welche dann von flach nach Norden einfallenden Schichten der cenomanen Kreide überlagert werden.

Am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges legt sich auf die alten Schichten ebenfalls mit geringem Einfallen nach Osten der Zechstein resp. nach Süden hin das Rothliegende.

Wir dürfen also wohl mit genügender Sicherheit annehmen, dass dort Dyas resp. Kreide sich noch annähernd in ursprünglicher Neigung befinden, sowie dass seit Beginn ihrer Ablagerung bis jetzt die unter ihnen stehenden paläozoischen Schichten allgemeine erhebliche Aenderungen ihrer Neigung, Faltung etc. nicht erlitten haben.

Wesentlich weichen hiervon jedoch die Verhältnisse am Harzrande ab, obgleich die Schichten des Harzes sicher mit jenen gleichzeitig aus demselben Meere abgelagert und gleichzeitig gefaltet und aufgerichtet worden sind, aller Wahrscheinlichkeit

nach auch noch mit ihnen unter der Decke von mesozoischen Schichten zusammenhängen.

Am Nordnordost-Rande des Harzes sind, wie bekannt, die zunächst anstossenden mesozoischen Schichten mehr oder minder steil aufgerichtet, nach Westen zu sogar vielfach überkippt, und, wenigstens westlich von Ballenstedt, meist wohl durch Spalten von dem Harz selbst getrennt. In einer derartigen Spalte liegen augenscheinlich, wie dies Beyrich (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 639) andeutete, zwischen Thale und Cattenstedt bei Blanckenburg Braunkohlenbildungen eingeklemmt, welche wohl gleichaltrig mit den zum Theil von marinem Unteroligocän überlagerten Kohlen von Aschersleben-Oschersleben-Helmstedt sind und jedenfalls zur Zeit der Entstehung der Spalten schon existirten, also älter sind als diese.

Am Westrande des Harzes legt sich dagegen die Dyas mit einem westlichen Einfallen von rund etwa 20° auf die paläozoischen Schichten auf und reicht bis zu ca. 380 Meter hinauf. Wenn es auch bei den gröberen Gesteinen des Rothliegenden denkbar wäre, dass sie auf einer so steil geneigten Fläche abgelagert worden wären, so ist dies doch bei den Kalken, Schieferletten etc. des Zechsteins sicher nicht der Fall; vielmehr ist hier nach Ablagerung der Dyas, und da auf diese, wie oben angeführt, in Norddeutschland die ganze mesozoische Schichtenfolge ohne erhebliche (durch Schichtenaufrichtung bewirkte) Diskordanz zu folgen scheint, auch wohl nicht vor Abschluss der mesozoischen Zeit eine Störung der früheren Lagerung erfolgt, von welcher vor allen die bereits früher aufgerichteten paläozoischen Schichten betroffen wurden.

Die von Lossen so anschaulich geschilderten Vorgänge bei Bildung und Heraushebung des Harzes haben demnach in verschiedenen, durch grosse Zeiträume von einander getrennten Epochen stattgefunden. Es hat aber auch der Harz in relativ später Zeit nach seiner Längsaxe eine Krümmung oder Aufbauchung in vertikaler Richtung erfahren, durch welche Querrisse entstanden sein müssen, welche dann wohl Veranlassung zur Bildung der Querthäler gegeben haben.

An dem südlichen Harzrande sind, wie dies durch den Schub nach Norden erklärlich ist, die Zechsteinbildungen weniger geneigt, doch liegen sie auch hier nicht mehr in der ursprünglichen Lage, und es dürfte zur Tertiärzeit eine Aufbauchung des Harzes in der kurzen Axe (nach Nordnordosten) erfolgt sein.

An der nordwestlichen und südwestlichen Seite des Harzes treten nun in den jüngeren Formationen noch eine Reihe bedeutender Störungen auf, welche zum Theil noch weitergehende Schlüsse gestatten.

Die ältesten dieser Störungen sind jene weithin von Südost nach Nordwest streichenden Züge von Sattel- und Mulden-Spalten, streichenden Verwerfungen, Einstürzen, Gräben etc., welche meist recht verworrene, auf den ersten Blick oft sehr schwer deutbare Lagerungsverhältnisse bedingen, bei näheren Studien jedoch eine gewisse Gleichartigkeit ihrer Entstehung sicher erkennen lassen. Dieselben sind vom Vogelsberg im Süden bis zum Deister im Norden in verschiedenen Abständen von einander überall anzutreffen, auf den vorhandenen geologischen Karten freilich nicht ohne Weiteres zu verfolgen, oder noch häufiger nicht angegeben; so treten sie in grösserer Zahl in der Gegend von Göttingen auf, ebenso im Solling, wo zum Theil weit über 1000 Meter breite Spalten im Buntsandstein mit anscheinend auf Ober-Oligocän liegendem Braunkohlengebirge erfüllt sind und jetzt die Fluss- und Bachthäler enthalten.

Bei der Bildung der meisten sogenannten Mulden (Liasmulde von Markoldendorf, Hilsmulde) spielen diese Störungen eine wesentliche Rolle; der Teutoburger Wald, das Wesergebirge etc. dürften wesentlich ihnen ihre Entstehung verdanken. Während die südwestlichsten derselben bei Frankenberg in das rheinische Schiefergebirge hineintreten, in welches sie zum Theil Gräben der Dyas einschalten, verlieren sich die nördlichsten nebst den mesozoischen Schichten, in denen sie auftreten, bei Osnabrück unter den Diluvialbildungen. Nach Südosten hin ist das Auftreten und Verhalten dieser Störungen durch die Aufnahmen für die Königl. geologische Landesanstalt in der Rhön und am Rande des Thüringer Waldes bis in die Gegend von Coburg hin schon genauer untersucht und

in den letzten Jahren wiederholt in lehrreichen Arbeiten über beschränkte Gebiete im Jahrbuche der geologischen Landesanstalt beschrieben worden. Nach einer mündlichen Mittheilung von Suess lassen sich aber ganz ähnliche Störungen mit demselben Streichen von Coburg bis in die Gegend von Linz hin nachweisen.

Die grosse Ausdehnung dieser Spalten- etc. Züge von Linz bis Osnabrück, also auf eine Länge von rund 1500 Kilometern, lässt wohl mit grosser Wahrscheinlichkeit auf eine gemeinsame und auch annähernd gleichzeitige Ursache ihrer Entstehung, also durch ausgedehnten, tangentialen Druck, schliessen, wenn auch freilich eine wiederholte Oeffnung etc. von derartigen Spalten in hohem Grade wahrscheinlich ist, wie ich dies zum Schluss noch zu erwähnen haben werde.

In der Rhön und deren weiterer Umgebung, wo Basalt und verwandte Gesteine häufiger auftreten, lässt sich nun vielfach nachweisen, dass die Spalten etc. in einem ursächlichen Zusammenhange mit dem Empordringen der Basalte stehen, indem diese öfters gangförmig die Spalten ausfüllen oder als isolirte Kegel in Reihen auf denselben stehen. Ein besonders interessantes Beispiel für diesen Causalnexus liefert der Bergrücken, welcher sich von dem grossen Basaltmassiv des »Vorderen Waldes« (Geisaer Wald) nach dem Schleitberge hinzieht und das Versenkungsbecken von Bremen (östlich von dem weimarischen Städtchen Geisa) nach Süden hin begrenzt.

Dieser Rücken besteht grösstentheils aus oberem Muschelkalk, unter welchem nach Westen hin der mittlere Muschelkalk und endlich der oberste Wellenkalk hervorkommen, und wird augenscheinlich in seiner Längsrichtung von einer Spalte durchsetzt, auf welcher ausser dem Basalt des Schleitberges und Vorderen Waldes noch 4 oder 5 Basaltdurchbrüche stehen; von diesen sind aber mindestens zwei deutlich gangförmig, aber nicht in der Richtung der Längsspalte, sondern annähernd senkrecht dagegen, resp. gegen den Rand des Versenkungsbeckens. Es ist dies zugleich ein Beispiel aus der Tertiärzeit für das Hervordringen von Eruptivmassen auf quer gegen die Hauptspalte gerichteten Spalten,

wie Suess (Antlitz der Erde S. 115 ff.) dergleichen ausführlicher beschrieben hat.

In einer ganzen Reihe von Fällen lässt sich ferner nachweisen, dass nicht nur die oberoligocänen Sande, sondern auch die über ihnen folgenden Braunkohlenbildungen und wo über diesen Basalttuffe folgen, auch diese wohl noch durch solche Spalten etc. dislocirt worden sind. Diese sind also nicht wohl älter als miocän, und ein gleiches Alter ist ja für die Basalte des westlichen Deutschlands (Rhön, Vogelsberg etc.), die zum Theil ja auch Basalte und Basalttuffe durchsetzen, in Anspruch zu nehmen.

Nach Obigem sind also die Spalten im Wesentlichen nicht älter als die Basalte, jünger auch nicht, da vielfach der Basalt durch sie hervorgequollen ist, also im Allgemeinen gleichalterig, soweit dieser Ausdruck angemessen erscheint bei einer so langen Zeitdauer, wie sie das Hervordringen der Basalte in Anspruch genommen hat.

Zu erwähnen ist ferner das Auftreten von pliocänen Tertiärbildungen auf der Sohle oder an den Gehängen von Versenkungsbecken oder Spaltenthälern. Aus den braunen Thonen von Fulda hat Speyer (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 28 S. 417 und 29 S. 852) schön erhaltene Zähne von *Mastodon arvernensis* und *M. Borsoni* bekannt gemacht, und Beyrich wies gleich darauf hin, dass dies von Wichtigkeit für die Altersbestimmung anderer in Thalbildungen von Diluvium bedeckter Tertiärbildungen sei. Es sind hierunter natürlich nicht die oben erwähnten, in Spalten eingestürzten oligocänen oder vielleicht alt-miocänen Tertiärschichten zu verstehen, welche oft genug jetzt auch in Thalbildungen liegen, sondern solche, welche sich in den bereits gebildeten Thalbecken etc. abgelagert haben. Es sind dies besonders in dem Gebiete der Fulda und der Werra auftretende, bei der geologischen Kartirung dieser Gegend aufgefundene, zum Theil aber auch schon von Hassencamp (V. Bericht, Verein f. Naturkunde zu Fulda 1878) beobachtete, meist wenig ausgedehnte Ablagerungen, welche in der Gegend von Fulda-Hersfeld graue Schluffthone in Verbindung mit hellen Quarzsanden und Geröllen, vereinzelt auch Braunkohlen und, wie es scheint, darüber liegend, braunen Lehm enthalten; dieser wird dem Diluvial-

lehm ganz ähnlich und ist augenscheinlich in ähnlicher Weise entstanden.

Die Gerölle sind mir von Fulda bis über Hersfeld hinaus bekannt, wechseln oft mit Sand, enthalten Quarzbrocken, und vor Allem grössere und kleinere, gut abgerundete Buntsandsteinstücke, welche indessen des färbenden Eisenoxyds gänzlich beraubt sind. Sie unterscheiden sich von dem dortigen »Schotter einheimischer Gesteine« also nur durch ihre helle Farbe, sind also wohl von der Fulda der Pliocänzeit abgelagert und zwar nach Bildung der wesentlichsten Terrainformen durch Dislokationen.

Es sei hier auch noch erwähnt, dass die hierher gehörigen Braunkohlen bei Rhina (zwischen Fulda und Hersfeld) eine kleine Flora geliefert haben, deren Beschreibung sehr wünschenswerth erscheint.

Nach allem diesem sind also wohl die meisten und wichtigsten von Südosten nach Nordwesten streichenden Bergzüge, Spalten etc. im nordwestlichen Deutschland der Hauptsache nach zur Miocänzeit entstanden.

Wie ich nun früher schon gelegentlich hervorgehoben habe, treten namentlich westlich vom Harze noch andere theilweise jüngere Dislokationen auf. Dass sie jünger sind, wenn auch vielleicht nur wenig, ergiebt sich daraus, dass sie die oben erwähnten, nordwestlich streichenden, unterbrechen oder auch wohl an ihnen abspringen. Es sind dies theils parallel dem Harzrande, also nordsüdlich verlaufende Spalten, theils vom Harz radial auslaufende Sattelspalten oder auch Mulden-Versenkungen.

Dass diese letzteren sich mehrfach gerade vor Vorsprüngen des Harzes befinden, wo dessen Rand eine Ecke bildet, ist vielleicht dadurch zu erklären, dass bei der Emporhebung des Harzes die beiden an je einer solchen Ecke zusammentreffenden Seiten die anstossenden mesozoischen etc. Schichten nach etwas verschiedenen Richtungen drängten und somit die Entstehung einer von der Ecke auslaufenden und event. divergirenden Spalte verursachten.

Wichtiger sind die vom Harz auslaufenden Sattel-Spalten, zwischen denen natürlich wieder Mulden liegen.

Dieselben liegen namentlich vor der nordwestlichen Ecke des Harzes, schliessen sich aber nach Süden ganz an die Südost-Nordwestspalten an, so die von Mönchehof (südlich Seesen) über Gandersheim nach Alfeld etc. verlaufende Sattelspalte und der »Heber« zwischen Seesen und Lamspringe. Zum Theil scheint es fast, als ob solche Radialspalten die zunächst am Harz liegende Zone mesozoischer Schichten nicht durchsetzten; vielleicht kommt dies daher, dass hier die Spalten noch sehr eng sind und sich deshalb der Beobachtung leicht entziehen.

Am wichtigsten sind jedenfalls die Nordsüdspalten, deren Entstehung wohl durch einen Schub des Harzes gegen das rheinische Schiefergebirge hin zu erklären sind. Durch denselben würde also der Harz, als grosser Sattel betrachtet, wenigstens theilweise sicher emporgedrückt worden sein, und die permischen Schichten an seinem Westrande ihre jetzige steile Neigung erhalten haben; vermuthlich würde auch die Längsausdehnung des Harzes hierbei etwas verringert worden sein, und dies erscheint sehr geeignet, in den seitwärts und vorliegenden jüngeren Schichten stärkeren Druck resp. Sattel- und Muldenknickungen zu bewirken.

Gleichzeitig wurde aber auch der muldenartig unter den mesozoischen Schichten liegende Untergrund zwischen Harz und rheinischem Schiefergebirge von Osten nach Westen gepresst, mindestens theilweise vertieft, die mesozoischen Schichten selbst wurden mehrfach gefaltet resp. stürzten ein in senkrecht gegen den Druck gestellten Linien. In Verbindung hiermit entstanden aber auch in der Druckrichtung liegende Radialspalten.

Zum Theil treten diese Einstürze oder Versenkungsgräben an der Tagesoberfläche als breite, flache Thäler auf, welche öfters nur ganz geringfügige Wassermengen abzuführen haben, in denen öfters auch die Wasserscheide zwischen nördlich und südlich laufendem Wasser in der Thalsohle liegt, so dass das Missverhältniss zwischen der Wasserführung und der Breite und Tiefe dieser Thäler sehr stark in's Auge fällt, und schon hierdurch das Vorhandensein einer Versenkung von vornherein wahrscheinlich wird.

In einem solchen Graben liegt zunächst am westlichen Harzrande von Radenhausen bis nahe bei Hahausen ein grosser Theil

des Buntsandsteins und mitunter auch des Zechsteins versunken. Parallel damit laufen die Gräben Westerhof-Engelade-Gr. Rhüden mit anscheinend oberoligocänen Braunkohlen und nordischen Glacialbildungen, ferner Northeim-Holtensen-Kahlefeld-Gandersheim und das Leinethal, aber auch die ausgedehnte, zum Theil doppelte Muschelkalkversenkung Nienstedt-Willensen-Kirchberg, welche ca. 1 Kilometer nordwestl. Nienstedt sich schliesst, weiter nördlich auch Tertiärsande und Quarzite mit enthält, und an ihrem nördlichen Ende muldenartig nach Osten abbiegt, hier aber zugleich engen Spalten nach Nordwesten nach Ildehausen absendet.

Besonders stark ist die Zerrüttung und Unregelmässigkeit des Gebirgsbaues an solchen Stellen, wo Spalten und Gräben verschiedener Richtungen sich treffen resp. kreuzen, so namentlich z. B. zwischen Ildehausen und Dannhausen (südwestlich von Seesen), wo auf einer Fläche von kaum einem Kilometer Durchmesser die verschiedenen Etagen des Muschelkalks, Keuper, Lias, oberer Jura und auch noch Braunkohlengebirge in einzelnen Fetzen mit ganz verschiedenem Streichen bunt durch einander geworfen liegen.

An solchen Kreuzungspunkten finden sich aber auch besonders häufig grössere und tiefere »Versenkungsbecken«, welche, z. Th. mit Wasser oder Sumpf erfüllt, keinen vollen, oberirdischen Abfluss besitzen und hierin, aber auch nur hierin, den durch Auslaugung von Steinsalz und Gyps bewirkten Erdfällen gleichen. Solche Einsenkungen finden sich z. B. zwischen Ildehausen und Engelade, südlich von Westerhof, und bei Denkershausen (Denkershäuser Teich) zwischen Northeim und Echte.

Für eine Bestimmung des Alters dieser NS.-Spalten haben wir nun folgende Anhaltspunkte: Mehrfach finden sich in ihnen Tertiärbildungen, vermuthlich oberoligocänen Alters, mächtige Quarz-Sande, die bei Bornhausen für Glashütten etc. ausgebeutet werden, darüber Braunkohlen (Bornhausen, Kl. Rhüden) und, vermuthlich mit diesen verbunden, Braunkohlenthone (Willershausen). Jüngere, zumal marine Tertiärbildungen sind im nordwestlichen Deutschland erst wieder nördlich von der Linie Lüneburg-Osnabrück bekannt. Wir können also nur festhalten, dass die NS.-Spalten jünger sind, als die miocänen SO.-NW.-Spalten, dagegen enthält

der Graben Westerhof, Ildehausen-Bilderloch von Ildehausen an nördlich sehr viel nordischen Glacialschotter, mit Harzschotter und Bruchstücken von Gesteinen vom nordwestlichen Harzrande gemengt, und bei Kirchberg südlich Seesen tritt sogar noch Blocklehm (Geschiebethon) auf. Es haben diese Thalbecken, die im Kies nicht gar selten Reste von Mammuth, Rhinoceros etc. enthalten, also zur Glacialzeit schon existirt. Bei einzelnen Versenkungsbecken erscheint es nun in hohem Grade auffällig, dass sie nicht in höherem Grade von jung-tertiären, diluvialen oder alluvialen Massen ausgefüllt worden sind, vielmehr noch jetzt Sumpf oder gar Wasserbecken mit ungenügendem Wasserabfluss enthalten, obwohl ihnen noch jetzt fortwährend Schutt und Schlamm durch Regenbäche etc. zugeführt werden, und obwohl in nächster Nähe, zum Theil in weit höherem Niveau, auch Diluvialschotter und Lehm in Menge liegt. Ich hatte daher schon länger den Eindruck empfangen, es könnten solche Becken zum Theil wohl erst in ganz später Zeit entstanden oder doch tiefer eingesunken sein, wie dies noch fortwährend bei Erdfällen geschieht, die durch Auslaugung von Steinsalz und Gyps entstanden sind. Später fand ich dann Beispiele dafür, dass rundliche oder grabenartige Erdfälle, welche augenscheinlich auf Spalten liegen, also mit der Auslaugung von Salz etc. nicht in Verbindung zu bringen sind, noch jetzt gelegentlich nachsinken; ein Beispiel hierfür habe ich im letzten Bande dieses Jahrbuches Seite XXVII mitgetheilt. Diese Erscheinung könnte recht wohl dahin zu deuten sein, dass an der Spalte noch jetzt eine Bewegung der Gebirgsschichten stattfindet.

Ferner finden sich häufig über den erwähnten pliocänen fluviatilen Tertiärbildungen im Gebiete der Fulda (und wohl auch Werra), und zwar auch über den dazu gehörigen Sand- und Schotterlagen, in erheblich höherem Niveau diluviale (fluviatile) Schotter und Lehmmassen. Die Flüsse müssen also in posttertiärer Zeit ein höheres Niveau erreicht haben, resp. dieser Theil ihres Laufes hat sich gesenkt, oder ein Theil ihres unteren Laufes hat sich gehoben.

Auf einen gleichen Vorgang scheinen mir aber auch die gewaltigen Lehmmassen hinzudeuten, welche in allen den Thälern

am Westrande des Harzes abgelagert sind und sich oft mit gleichmässig schwacher Böschung bis zu 60 Meter und mehr von dem flachen, breiten Thale aus an den Bergabhängen in die Höhe ziehen, welche ferner bei Seesen und Gandersheim den nordischen Geschiebelehm (Grundmoräne) und Schotter überlagern, während Reste von Mammuth und Rhinoceros, so weit mir bekannt ist, nur nahe der Thalsohle gefunden werden. Es erscheint mir hiernach in hohem Grade wahrscheinlich, dass Verschiebungen in der Erdrinde, mindestens auf der nordwestlichen Seite des Harzes, noch nach Abschluss der Glacialzeit erfolgt sind; vielleicht zeigen demnächst weitere Beobachtungen, dass dergleichen Vorgänge auch hier jetzt noch stattfinden und eventuell mit Erdbeben zusammenhängen, wie dies von Suess und Dana, sowie von Credner, Höfer, Hörnes und v. Lasaulx für die Erdbeben von Belluno, Herzogenrath, Dippoldiswalde etc., und soeben, während des Druckes dieses Aufsatzes, noch von Credner für »die erzgebirgisch-vogtländischen Erdbeben von 1878 bis 1884« dargethan worden ist.

Eine Bestätigung für meine Annahme liefert auch wohl v. Seebach's Resultat (Mitteldeutsches Erdbeben S. 183) »das Centrum, der Heerd des Erdbebens vom 6 März 1873 liegt unweit Amt Gehren ... und ist höchst wahrscheinlich eine Spalte, welche annähernd von NNW. nach SSW. streicht ... « (also ähnlich wie unsere Hauptspalten und in deren Fortstreichen gelegen).

Jedenfalls glaube ich aber annehmen zu dürfen, dass jene Verschiebungen am Schlusse der Glacialzeit noch mit einer letzten Heraushebung des Harzes in Verbindung zu bringen sind, da sie in einem Gebiete erfolgt sind, welches gerade bei dieser letzten Katastrophe stark in Mitleidenschaft gezogen wurde.

Auch das Vorkommen nordischer Geschiebe auf einem grossen Theile des östlichen Harzes, deren Verbreitung ja auf der Lossen'schen Karte angegeben ist, ist wohl leichter erklärlich, wenn wir annehmen, dass der Harz zur Glacialzeit noch weniger hoch gewesen wäre.

Beitrag zur Kenntniss des Keupers im Grabfeld.

Von Herrn **H. Proescholdt** in Meiningen.

Mit dem Namen »Grabfeld« bezeichnet der Volksmund das Gebiet, das sich südlich der Main-Weser Wasserscheide bis zu den Hassbergen hinzieht, im Westen durch die Thäler der Streu und der fränkischen Saale, im Osten ungefähr durch den Meridian des Grossen Gleichberges bei Römhild abgegrenzt wird. In dieser Ausdehnung stellt es eine einförmige Hochfläche dar, die vornehmlich zu Wiesen- und Feldkultur dient. Nach Süden steigt es terrassenförmig zu den Hassbergen auf. Seine Nordgrenze bildet ein steiler, in Stunde 6 bis 7 streichender Sattel, der aus den Gliedern des Buntsandsteins und des Muschelkalks zusammengesetzt wird. Ihnen legen sich nach Süden concordant der Untere und Mittlere Keuper auf, anfänglich mit steilem Einfallen, das indessen bald derart abnimmt, dass die Schichten im Grabfeld horizontal zu liegen scheinen. Infolge dieser Lagerungsverhältnisse nimmt an dem Aufbau des Gebietes der Muschelkalk fast gar keinen, der untere Keuper nur geringen Antheil.

Ueber die Gliederung der Lettenkohlengruppe im Grabfeld hat Emmrich 1876 (Realschulprogramm Meiningen) unter Beifügung von Profilen eingehende Mittheilungen gemacht. Er unterscheidet: *a)* Unteren Dolomit und Letten, die mit Bairdiaschichten beginnen; *b)* Cardinienschichten; *c)* Mittleren Dolomit; *d)* Hauptsandstein des Lettenkeupers und *e)* Grenzdolomit. *a)*, *b)*

und *c*) können ohne Zwang den Kohlenletten E. E. SCHMID's [1]) im Thüringer Unteren Keuper gleichgestellt werden, wenngleich petrographische Ausbildung und Mächtigkeit nicht unbedeutend abweichen; *d*) entspricht dem grauen Sandstein desselben Autors. Darüber folgt im Grabfeld wie in Thüringen überhaupt ein Stoss von bunten Mergeln (lichte Mergel E. E. SCHMID's), die EMMRICH nicht anführt, und als Schluss der Grenzdolomit. Die Zusammensetzung des Unteren Keupers im Grabfeld ist also der des thüringischen so vollkommen entsprechend, als man es bei dem wechselnden petrographischen und auch palaeontologischen Charakter des Formationsgliedes nur erwarten kann.

Um so erheblicher sind die Unterschiede, die sich bei einer generellen Vergleichung des höheren Keupers in Thüringen und Franken herausstellen. Sie gehen so weit, dass ein Versuch, sie zu erklären, sehr leicht zu der Anschauung verführt, die Straten der beiden Keupergebiete seien in getrennten Meeresbecken abgelagert, eine Anschauung, die CREDNER zuerst ausgesprochen hat.

Es dürfte daher zur Zeit von Interesse sein, die Keuperbildungen des Grabfeldes, der Brücke zwischen Franken und Thüringen, zur Vergleichung heranzuziehen.

Ueber dem Grenzdolomit folgen im Grabfeld bunte Mergel, die fast überall von zahlreichen Gypsschnüren durchzogen werden. Sie schliessen an vielen Orten eine petrefaktenführende Bank ein, die gewöhnlich 1—1,5 Meter über dem Grenzdolomit steht, zuweilen aber demselben fast unmittelbar aufgelagert ist. Die Bank ist petrographisch sehr ungleichmässig ausgebildet; gewöhnlich erscheint sie als harte, graue Steinmergelbank, die mehr oder minder zerfressen aussieht. An anderen Orten ist sie ziemlich gleichmässig von tiefen Löchern durchzogen, wohl infolge der Resorbirung von Gasteropodenschalen, oder geht in eine gelbe, dichte oder poröse, grauweisse und harte Dolomitbank über.

Die Petrefaktenführung ist sehr auffällig. Bei Behrungen ist das grauweisse Gestein durchschwärmt von Gasteropodenschalen, die offenbar *Dentalium* angehören. Zugleich finden sich

[1]) Ueber den Unteren Keuper des östlichen Thüringens, S. 20.

Bucciniten ähnliche Formen. Nesterweise, aber sehr schlecht erhalten, erscheint überall ein Zweischaler, wahrscheinlich *Anoplophora*.

Eine sehr ähnliche Bank erwähnt ZELGER [1]) von Altenschönbach in Franken, ECK [2]) von Coelleda in Thüringen und SCHALCH [3]) aus dem Wutachthal bei Münchingen. In dem Profil von NIES [4]) ist sie nicht sicher erkennbar.

5—8 Meter höher folgen über dieser Bank, durch gypsführende und gypsfreie Mergel getrennt, zwei 1—1,5 Meter über einander lagernde Steinmergelbänke, die eine grosse Verbreitung besitzen. Die untere, 0,1—0,2 Meter mächtig, ist gewöhnlich hellgrau, sondert sich beim Zerschlagen in parallelepipedische Stücke und führt rosenrothen Baryt. Die Versteinerungen sind sehr ungleich vertheilt; an manchen Stellen enthält die Bank massenhaft Knochenfragmente eingebettet, so dass mitunter eine förmliche Knochenbreccie entsteht. Erkennbares fand sich darunter indessen bis jetzt nicht vor. Dagegen wurde *Lingula tenuissima* in sehr guter Erhaltung beobachtet. Die obere Bank scheint keinen Baryt zu führen. Sie wird bis 0,2 Meter mächtig, ist undeutlich schiefrig und umschliesst auf den unteren Schichtflächen häufig Quarz-, seltener Gypskrystalle. An vielen Orten, vorzüglich bei der Station Rentwertshausen, ist das Gestein von Schalen durchwachsen, die indessen deutlicher auf der Schichtoberfläche hervortreten. Ausser nicht bestimmbaren Schalen wurden Gyrolepsisschuppen und Myophorien beobachtet, die ich nicht von *Myophoria vulgaris* und *laevigata* zu trennen vermag.

Es ist bemerkenswerth, dass beide Bänke auch in Thüringen mit derselben Petrefaktenführung constatirt worden sind. Eine der unteren entsprechende erwähnt TEGETMEYER [5]) von Schafau mit Fischschuppen, Saurierknochen und *Lingula tenuissima* BR.

---

[1]) Wanderungen in der Trias Frankens, S. 112.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1865, S. 254.

[3]) Beiträge zur Kenntniss der Trias am südöstlichen Schwarzwalde, S. 84.

[4]) Beiträge zur Kenntniss des Keupers im Steigerwald, S. 10.

[5]) Beiträge zur Kenntniss des Keupers im nördlichen Thüringen. Zeitschr. f. d. gesammten Naturw. 1876, S. 452.

In das Niveau der oberen Bank fällt die Bank von Millingsdorf (Section Buttstedt), die nach E. E. Schmid [1]) *Myophoria vulgaris*, *M. laevigata* und *M. elegans* führt. Das Vorkommen von *Lingula tenuissima* Br. erwähnt auch Nies [2]) aus einer Bank aus dem Gyps von Effeldorf.

Ueber diesen Steinmergelbänken folgen circa 10 Meter meist gypsfreie und dann 10 Meter meist gypsführende Letten und Thone. An einigen Orten schwellen die Gypsschnüre zu Gypsstöcken an, so in der Nähe des Mönchshofes bei Römhild.

Darüber lagert ein Stoss von vorwaltend dunklen, aber auch hellrothen Mergeln in einer Mächtigkeit, die zwischen 12 und 15 Metern schwankt. Diese Mergel sind ausgezeichnet durch Einlagerungen von Sanden und Quarziten, die den Boden dieser Zone im Gegensatz zu dem anderen Keuperboden griesig, sandig und locker machen. Die Quarzite und Sandsteine erscheinen zerstreut in Knauern, sind sehr zäh und von Hohlräumen durchsetzt, die häufig von weissen Quarzkrystallen ausgefüllt sind. Zuweilen wechseln Lagen von dichtem, zähem Quarzit mit kohlensaurem Kalk oder mit Lagen eines weissen, cavernösen Quarzes. Häufig finden sich Afterkrystalle des Quarzites nach Steinsalz, namentlich auf den Schichtenoberflächen. Die Farbe ist meist grau, aber auch gelb und roth. Im Dünnschliff erscheint das Gestein grauweiss, feinschimmernd und anscheinend durchsetzt von einer Mehrzahl grösserer und kleinerer Löcher, eine Erscheinung, die durch eingeschlossene, wasserhelle Quarze hervorgerufen wird. Unter dem Mikroskop löst es sich in ein Gemenge von gleich grossen, eckigen Quarzfragmenten mit Flüssigkeitseinschlüssen auf, deren Contouren häufig ausgefranzt erscheinen. Zwischen diesen erscheinen verhältnissmässig selten Magnetitkörner und Brauneisen in Schnüren und Wolken, wohl aus dem vorigen hervorgegangen, und kleine Säulen mit zahlreichen, parallel der Hauptaxe gelagerten Einschlüssen. Im polarisirten Licht geben sie bunte Interferenzfarben. Wahrscheinlicher Weise liegen hier

---

[1]) Erläuterungen zur Section Buttstedt, S. 8.

[2]) a. a. O. S. 37.

Zirkone vor. Feldspathe und Glimmer sind in den Schliffen nicht beobachtet worden. Diese klastischen Gemengtheile werden cämentirt durch Kieselsäure, die sehr ungleich vertheilt im Gestein erscheint. Manchmal scheint sie zwischen den Fragmenten ganz zu fehlen, an anderen Orten waltet sie bedeutend vor; sie erfüllt auch die oben erwähnten Hohlräume. Im polarisirten Licht zeigt sie lebhafte Interferenzfarben und eine ausserordentliche Menge von winzigen Quarzeinschlüssen, die durch ihren rundlichen, nie eckigen Umriss ins Auge fallen. Flüssigkeitseinschlüsse wurden in ihr nicht beobachtet. Ich stehe nicht an, diese Kieselsäure mit dem zu vereinigen, was KLEMM [1]) »Ergänzendes Kieselsäure-Cäment« genannt hat. Chemisch steht sie dem Opal nahe, da sie sich ziemlich leicht, wenigstens z. Th., in warmer Kalilauge löst. Die Quarzite sind offenbar ein Umbildungsprodukt von Sandsteinen, die ehemals kalkiges und thoniges Cäment besassen. Dasselbe wurde ausgelaugt und weggewaschen, die nunmehr losen Sandkörner zum zweiten Mal durch Auskrystallisirung von Kieselsäure aus wässeriger Lösung, die von aussen herbeigeführt, verbunden.

In den obersten Lagen dieser sandigen Zone erscheinen sehr regelmässig Gypsschnüre in vielfachen Wiederholungen, die bei Wolfmannshausen gut aufgeschlossen sind. Den Schluss dieser Ablagerung bilden zwei sehr constant auftretende, feste, dicht über einander folgende Bänke, die petrographisch und palaeontologisch sehr verschieden sind. Die Beziehungen derselben werden deutlich durch folgendes Profil, das von einem Aufschluss dicht bei dem erwähnten Dorf Wolfmannshausen genommen wurde.

Von oben nach unten:

0,7 Meter. Wellig plattige graublaue Sandsteine, z. Th. mit Kalkcäment,

1,0 » Feinschieferige, blätternde, harte, hellblaue Letten,

0,3 » Dunkelpurpurrothe, griesige Letten, gegen die vorigen scharf abgesetzt. Gypsbänkchen,

[1]) Mikroskopische Untersuchungen über psammitische Gesteine, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, S. 792.

0,3 Meter.	Dunkelpurpurrothe Letten mit Gyps,
0,6 »	Dunkelziegelrothe Letten,
0,08 »	Steinmergelbank mit rothem Baryt,
0,6 »	Rothe Letten,
8,0 »	Vorwaltend blaue Letten mit zahlreichen Gypsschnüren. Letten mit Sandsteinknauern.

Die Steinmergelbank ist graublau, parallelklüftig, löst sich zum grössten Theil in Salzsäure auf und enthält Spuren von Gyps und Chlornatrium. Trotz der sorgfältigsten Nachforschungen konnte bis jetzt Bleiglanz darin nicht aufgefunden werden. Von Petrefakten wurden Fischschuppen und einzelne, nicht bestimmbare Bivalven bemerkt. Die überlagernden Letten zeigen überall eine auffällig grelle Färbung.

Die Sandsteinschicht ist bemerkenswerth durch den Wechsel in der petrographischen Zusammensetzung. Bald besteht sie aus reinen, sehr feinkörnigen, weissen oder grauen, plattigen Sandsteinen, bald aus wechsellagernden Kalk- und Sandschichten von geringer Stärke, bald aus reinem Kalkstein. Und zwar geht der Wechsel in der Weise vor sich, dass nach Südosten, d. h. nach dem inneren Franken hin, die Sandsteinschichten überhandnehmen. Zugleich wächst damit die Mächtigkeit, die bei Römhild schon 2 Meter beträgt. Auf der Oberfläche treten sehr häufig ausgezeichnete Wellenfurchen hervor, selten fährtenähnliche Abdrücke. Von Petrefakten fand sich bisher nur *Corbula Keuperina*, die zuweilen die Schichtablösungen in grosser Anzahl bedeckt. Die Bank ist vielfach durch Steinbruchsarbeit aufgeschlossen, weil sie in dem steinarmen Grabfeld das nächstliegende Material für den Strassenbau liefert.

Was nun die Vergleichung der Steinmergelbank und der kalkig-sandigen Schicht mit entsprechenden Bildungen in anderen Keupergebieten betrifft, so lassen sich beide zunächst in Parallele mit der Bleiglanzbank mit *Myophoria Raibliana* und der Bank mit *Corbula Keuperina* im thüringischen Becken stellen, obgleich, wie bereits erwähnt, weder Bleiglanz noch *Myophoria Raibliana*

im Grabfeld beobachtet worden sind. Nach TEGETMEYER [1]) bilden diese Bänke in Thüringen, woselbst sie noch nicht zusammen aufgefunden worden sind, zwei petrographisch wie palaeontologisch verschiedene Horizonte, die in geringem Abstand über einander liegen und zwar die Corbulabank, die auch hier mitunter sandig wird, zuoberst. Auch dem Niveau nach stimmen beide Bänke im Grabfeld und in Thüringen überein. Die Bleiglanzbank wurde im Salzschacht bei Erfurt 48,5 Meter über den unteren Keuper angetroffen, in unserem Gebiet liegt die Steinmergelbank 38 bis 42 Meter über dem Grenzdolomit.

Ebenso lässt sich die Steinmergelbank der Bleiglanzbank im Keuper des Steigerwaldes gleichstellen, die nach NIES [2]) 33,3 Meter über dem Grenzdolomit lagert. Hier kommt aber in der Bank *Corbula Keuperina* neben *Myophoria Raibliana* vor. Auch ZELGER [3]) führt das gleichzeitige Vorkommen der *Corbula Keuperina* und *Myophoria Raibliana* an.

Nach GÜMBEL [4]) erscheinen *Myophoria Raibliana* und *Corbula Keuperina* auf Sandsteinplatten in den Grundgypsschichten des westlichen Frankens; aus dem östlichen wird die Corbulazone von Steinfeld, Streufdorf und Coburg hervorgehoben mit dem Bemerken, dass die Bank nach Südost immer mächtiger wird und zwischen Kulmbach und Bayreuth bereits zu einer ziemlich mächtigen Sandsteinstufe angeschwollen ist. Zur weiteren Erläuterung der Verhältnisse theilt GÜMBEL ein Profil von Schwingen bei Kulmbach mit. 17 Meter über dem Grenzdolomit erscheint hier eine bis 16 Meter mächtige Zone von Kieselsandsteinbänken, die durch Lettenschiefer getrennt werden. Darüber lagern mächtige Lettenschichten mit Steinmergelbänken und dünnplattigen Sandsteinen mit *Corbula Keuperina*. Ob diese Kieselsandsteinzone lediglich als Aequivalent der Corbulabank im Grabfeld und bei Streufdorf angesehen werden kann, erscheint zweifelhaft; für berechtigter möchte

---

[1]) a. a. O. S. 456.

[2]) a. a. O. S. 10.

[3]) a. a. O. S. 114.

[4]) Die geognostischen Verhältnisse des fränkischen Triasgebietes. Separatabdruck aus Bavaria. S. 53.

ich halten, sie den Letten mit Sanden und Quarziteinlagerungen, der Steinmergelbank und der Corbulabank des Grabfeldes insgesammt gleichzustellen, die zusammen 16—17 Meter mächtig sind.

In Schalch's Profilen ist weder die Bleiglanzbank, noch die Corbulazone angegeben, Sandsteinbildungen scheinen am südöstlichen Schwarzwald in dieser Keuperregion ganz zu fehlen.

Ueber der Bank mit *Corbula Keuperina* folgen bei Römhild bis über 30 Meter mächtige Letten und Mergel von vorwaltend dunkler Färbung. Im unteren Theile, nur wenige Meter über der Corbulabank, führen sie Gyps in Schnüren, im oberen, 6—9 Meter unter dem Schilfsandstein, schalten sich blaue, feste, plattige Letten mit Estherien ein.

Der Schilfsandstein, der bei Römhild in zahlreichen Steinbrüchen gut aufgeschlossen ist, beginnt mit einer Platte von hartem, meist sehr schiefrigem, dunkelgraublauem Kieselsandstein ohne Petrefakten. Darüber folgen rothe, sehr glimmerreiche, stark eisenchüssige, dünn- und mittelschiefrige Sandsteine mit vielen Kohlenresten. Meist scharf abgesetzt lagern hierüber die abbauwürdigen Sandsteine, hier von ungemein wechselndem Korn und verschiedener Färbung. Die Bänke sondern sich fast nie horizontal, sondern meist schräg ab, eine Erscheinung, die mit der Bildung der Sandsteine im Zusammenhang stehen muss, denn die durch die schrägen Ablösungen umschlossenen Sandsteinquadern sind unter sich an Färbung und Korn verschieden.

Die Bänke sind von einem Stoss schwerer, rother Letten bedeckt, in denen Rotheisensteinknollen so massenhaft eingelagert sind, dass sie einstmals sogar zum Ausschmelzen von Eisen benutzt wurden.

Den Schluss des Schilfsandsteins bilden plattige, sehr glimmerreiche, rothe und dunkelbraune Sandsteine mit Kohlenschmitzen. Von Pflanzenresten hat sich bisher wenig gut Erhaltenes gefunden, *Calamites arenaceus*, *Equisetum columnare* und *platyodon* sind die häufigsten.

Die Mächtigkeit des Schilfsandsteins beträgt am Nordfuss des Grossen Gleichbergs kaum 8 Meter, nimmt aber nach S. und SO. so bedeutend zu, dass sie am Südfuss desselben Berges auf

mindestens 15 Meter veranschlagt werden muss. Darüber folgen vorherrschend tiefrothe Letten 20 Meter mächtig, die nach SO. ebenfalls anschwellen. In den obersten Lagen derselben, unmittelbar unter der Lehrberger Schicht stellen sich an einigen Orten Gypsschnüre ein, die man als die Ausläufer von GÜMBEL's Berggyps im südlichen Franken ansehen kann, ferner Steinmergelbänke, von denen eine Malachit, *Turbonilla Theodorii* BERG. und *Anoplophora Münsteri* WISSM. führt und in 7—7½ Meter Abstand von der Lehrberger Schicht sehr constant auftritt. Man kann sie auch zu dieser hinzuziehen.

Die letztere ist am Grossen Gleichberg nur an einzelnen Stellen aufgefunden, überall aber durch ihre Mineral- und Petrefakteneinschlüsse auf das beste characterisirt.

In den nun folgenden Keupersedimenten tritt ein verhältnissmässig scharfer Gegensatz zwischen ihrer Gliederung am Grossen Gleichberg, dem äussersten Vorposten des fränkischen obern Keupers nach Thüringen hin, und an den südlich vor ihm liegenden Berghängen auf.

Bei dem Dorfe Linden, 2 Kilometer südlich vom Grossen Gleichberge, wird die Lehrberger Schicht von ungefähr 25 Meter mächtigen, vorherrschend tiefrothen Thonen überlagert, die etwas weicher und mürber sind als die sonst sehr ähnlichen unter derselben. Darauf folgt eine 4—5 Meter mächtige Sandsteinzone aus grauen, plattigen, glimmerreichen Sandsteinen, in denen undeutliche Pflanzenreste nicht selten sind. Ein Stoss von 4½ Meter mächtigen rothen und zuoberst blauen Thonen trennt sie von einer zweiten, aber schwächern, kaum 0,7 Meter mächtigen Sandsteinlage, die aus blauem und graublauem Plattensandsteine zusammengesetzt ist.

Die Sande sind reich an Biotit und Muscovit, führen nicht selten Malachit und enthalten meist kieseliges Cäment. Darüber kommen in einer Mächtigkeit bis zu 20 Meter rothe und blaue Thone im Wechsel, in denen einzelne Steinmergelbänke mit rothem, strahligem Baryt und Quarzitknollen auftreten, und weiterhin ein 7—9 Meter mächtiges Gypsflötz. Das Hangende derselben bilden wiederum rothe Thone mit einer Steinmergelbank und spätere

Einlagerungen von Sandsteinbänken als Vorläufer des Semionotussandsteins und dann dieser selbst.

Am Grossen Gleichberge ist das Profil der äquivalenten Zone viel einfacher. Hier folgen über der Lehrberger Schicht zunächst rothe Thone und Letten ohne Gyps, darauf eine bis 30 Meter mächtige Lage rother Thone, die von zahlreichen Gypsschnüren durchzogen wird; offenbar als Vertreter des vorhin erwähnten Gypsflötzes. Die Plattensandsteine von Linden sind vollständig verschwunden, während dieselben in südöstlicher Richtung eine weite Ausdehnung gewinnen; ebenso die Steinmergelbänke. Ueber den gypsführenden Thonen kommen ununterbrochen vorherrschend blaue und graue Letten und Thone in bedeutender Mächtigkeit. Am Südabhang des Berges lagert denselben sogleich Semionotussandstein auf, der in einem zur Zeit auflässigen Steinbruch ansteht. Die Mächtigkeit desselben kann höchstens 2 Meter betragen, nach Norden scheint er sich rasch auszukeilen, denn am Nordabhange des Berges ist er trotz sorgfältigen Suchens und guter Aufschlüsse nirgends zu finden.

Was die höheren Keupersedimente anbetrifft, so muss ich auf eine Vergleichung der Gliederung derselben am Grossen Gleichberge mit der des südlichen Frankens verzichten. Basaltschotter und dichte Waldung bedecken den Untergrund des Berges so vollständig, dass nur an sehr wenigen Punkten Einsicht in seinen Schichtenbau genommen werden kann. Ich beschränke mich deswegen auf eine kurze Schilderung des Beobachteten.

Ueber den erwähnten Semionotussandstein folgen rothe Thone mit Einlagerungen von Sanden und harten Arkosen, die auch nach Norden hin sich auszukeilen scheinen, und sandfreie Letten, in denen eine Steinmergelbank dicht unter dem Stubensandstein auftritt. Die ganze Zone kann annähernd 25 Meter mächtig sein.

Der Stubensandstein (Gümbel's Hauptstubensandstein) ist in mehreren Sandgruben gut aufgeschlossen. Er besteht aus einer lockern, mehr oder minder groben Arkose aus Muscovit, Biotit, Orthoklas, Plagioklas und Quarz, der meist sehr vorherrscht, mit kaolinischem Cäment, schliesst kleine grüne Thongallen ein und ist zuweilen durch Manganputzen schwarz gefärbt. Harte,

parallelepipedisch spaltende, rothe und blaue Letten bedecken ihn. Darüber folgen in wahrscheinlicher Mächtigkeit von 30 Metern rothe, harte Letten mit Sandsteinbänken, Arkosen und Steinmergelbänke, dann grellrothe Letten, die von gelbem, cämentlosem Sand bedeckt werden. Zwei undeutliche Aufschlüsse zeigen weiter weisse, blaue und sehr zähe, darüber aber eben solche grellrothe Thone, deren Hangendes wiederum feine, gelbe Sandsteine bilden.

Es muss dahingestellt bleiben, wie man diese Schichtenreihe zu gliedern hat, ob man in ihr Vertreter des von SCHAUROTH-schen Kieselsandsteins oder des Festungssandsteins GÜMBEL'S, der Zanclodonschichten und des Rhäts erkennen kann.

Höhere Sedimente sind am Grossen Gleichberg nicht anstehend zu finden; es lässt sich aber aus der grossen Menge von herumliegenden Gesteinen noch ein Schluss auf die unter der Basaltdecke des Gipfels versteckt liegenden Schichten ziehen.

Zunächst fallen helle und gelbe, feinkörnige Sandsteine ins Auge, die häufig Versteinerungen enthalten und über die Oberfläche des ganzen Berges zerstreut liegen.

Es fanden sich in einem sehr feinkörnigen, hellgelben, verhältnissmässig weichen Sandstein:

Equisetum spec. inc. und *Sagenopteris rhoifolia* PRESL.

Das aufgefundene Exemplar entspricht vollkommen der Diagnose und Abbildung in SCHENK'S Beiträgen zur Flora des Keupers und der rhätischen Formation, Separatabdruck aus dem VII. Bericht der naturforschenden Gesellschaft zu Bamberg, pag. 32, fig. 1; tab. III, fig. 3 und 4.

In einem gelben, fleckigen, feinkörnigen und undeutlich plattigen Sandstein liegen:

Cassianella contorta PORTL., sehr häufig.
Modiola minuta GOLDF.
Gervillia inflata SCHAFH.
Protocardia (Taeniodon) Ewaldi BORN.

Ein graugelber, quarzitischer Sandstein ist ganz erfüllt von:

Cardium cloacinum QUENST.
Protocardia Rhaetica MER.
Pecten spec.

In einem hellgelben, sehr feinkörnigen Sandstein liegen:

Cardium cloacinum Quenst.
Protocardia Rhaetica Mer.
Protocardia Ewaldi Born.
Gervillia praecursor Quenst.
Modiola minima Sow.
Protocardia praecursor Schlönb.

Anodonta postera Deffn. fand sich vereinzelt und ausschliesslich in einem weichen, gelben Sandstein.

Ausserdem kommen Zellensandsteine vor, die Credner auch vom grossen Seeberg [1]) erwähnt, und braunrothe, äusserst feinkörnige Sandsteine mit kalkigem Cäment, die undeutliche Schuppen und Knochenreste beherbergen, können als Bonebed gedeutet werden.

Gewisse, seltner vorkommende Sandsteine gleichen den Liassandsteinen bei Lichtenfels. In ihnen fand Emmrich [2]) *Ammonites angulatus*.

Wenn auch die bis jetzt aufgefundenen rhätischen Petrefakten einen sicheren Schluss auf die Zusammensetzung des Rhät am Grossen Gleichberg noch nicht gestatten, so geht doch so viel daraus hervor, dass hier eine Vermischung der thüringischen mit der fränkischen und schwäbischen Facies vorliegt und dass hier wahrscheinlich die vier Etagen, in die Pflücker y Rico [3]) das Rhät zerlegt, sämmtlich vertreten sind. Es steht in Aussicht, dass ein Schurf, der in diesem Jahr am Grossen Gleichberg vorgenommen werden soll, die erforderlichen Aufschlüsse von diesem interessanten Rhätvorkommen liefern wird.

Bezüglich der Vergleichung des Keupers im Grabfeld mit dem thüringischen wurde bereits früher gezeigt, dass in den Sedimenten vom Grenzdolomit bis zur Bank der *Corbula Keuperina* in beiden Gebieten vollkommen identische Steinmergelbänke auftreten. Man kann weiter hinzufügen, dass auch E. E. Schmid's unterstes Gypsflötz $y\alpha$ in Thüringen im Grabfeld durch gyps-

[1]) Jahrbuch für Mineralogie etc., 1860, S. 298.
[2]) a. a. O. S. 27.
[3]) Das Rhät in der Umgegend von Göttingen, S. 38.

führende Mergel unmittelbar über dem Grenzdolomit vertreten ist.

In den höheren Etagen ist eine derartige Uebereinstimmung nicht mehr zu constatiren. Abgesehen von den Gypsflötzen $y\beta$ bis $y\varepsilon$ in Thüringen, die im Grabfeld keine Vertreter zu besitzen scheinen, ist das Vorkommen des Schilfsandsteins im thüringischen Keuper noch nicht mit Gewissheit ausgemacht, obgleich die Sandsteinlager, die E. E. SCHMID [1]) auf Section Erfurt und Stotternheim und BAUER [2]) bei Gotha aufgefunden haben, dem Niveau und Gesteinscharakter nach dem süddeutschen Schilfsandstein recht gut entsprechen. Die Lehrberger Schicht ist an vielen Punkten Thüringens mit Sicherheit festgestellt worden. Sie wird überall von zahlreichen Steinmergelbänken und Thonquarzen begleitet. Nach TEGETMEYER [3]) folgt an der Wachsenburg bei Arnstadt 3—4 Meter über derselben eine Sandsteinbildung, die er als dem Semionotussandstein Frankens äquivalent ansieht. Sie führt *Semionotus elongatus* FRAAS und unbestimmbare Gasteropodensteinkerne und wird durch eine wenig mächtige Schichtenreihe bunter Mergel vom Rhät getrennt. Aus demselben Niveau führt auch v. FRITSCH [4]) eine Sandsteinschicht vom Eichelberg bei Madelungen an, die petrefaktenleer ist und durch einen Stoss bunter Mergel von nur 4 Meter Mächtigkeit vom Rhät geschieden wird. Ob diese Sandsteinschicht mit Recht als Vertreter des Semionotussandsteins in Süddeutschland angesehen werden darf, erscheint mir übrigens trotz des Vorkommens von *Semionotus* in demselben noch fraglich. Zunächst ist es bemerkenswerth, dass TEGETMEYER sich veranlasst sah, seine Funde als *Semionotus elongatus* und nicht als *Semionotus Bergeri* zu bestimmen, fernerhin weist der arkosenartige Gesteinscharakter des Wachsenburger Sandsteins weit weniger auf Semionotussandstein als auf den Stubensandstein hin, womit auch die fast unmittelbare Ueberlagerung des Rhät eine ungezwungene

---

[1]) TEGETMEYER, a. a. O. S. 462.

[2]) Ueber die geologischen Verhältnisse der Seeberge etc., Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1881, S. 352.

[3]) a. a. O. S. 468.

[4]) TEGETMEYER, a. a. O. S. 469.

Erklärung finden würde. Diese Ansicht wird verständlicher, wenn man das Verhalten der Keupersandsteinbildungen im Grabfeld berücksichtigt. Der eigenartige Charakter derselben liegt, wie aus den früheren Beschreibungen der einzelnen Schichten hervorgeht, darin, dass sie in der Richtung nach Thüringen insgesammt an Mächtigkeit bedeutend abnehmen und dabei theilweise ganz allmählich in Kalkbänke übergehen, während sie nach Ober- und Unterfranken hin mächtiger werden oder annähernd gleich bleiben. Stellt man sich nun vor, dass die fränkischen und thüringischen Keuperablagerungen ehemals ein zusammenhängendes Ganze bildeten, wofür die Lagerungsverhältnisse und das Auftreten von Keuperschollen am Rande des Thüringer Waldes genügende Berechtigung gewähren, so hat der Aufbau des thüringischen Keupers gar nichts Auffälliges an sich, sondern entspricht vielmehr vollkommen dem Bilde, das wir uns von ihm machen würden, wenn wir die Veränderungen der Keuperschichten vom Süden her nach Norden verfolgen. Da nun der Semionotussandstein sich bereits am Grossen Gleichberg auskeilt, während der Stubensandstein und die höheren Sandsteinlagen noch mächtig entwickelt sind, so dürfen wir als wahrscheinlichere Annahme gelten lassen, dass von letzterem Aequivalente in Thüringen sich finden werden.

Was aber die Ursache gewesen ist, die das Verschwinden der fränkischen Sandsteinbildungen und das Hervortreten von kalkigen Bildungen im thüringischen Keuper veranlasst hat, darüber ist zur Zeit kein reifes Urtheil abzugeben möglich; es bedarf dazu in erster Linie noch sehr vieler vergleichender Specialstudien.

Sicher ist aber, dass die Main-Weser-Wasserscheide im Norden des Grabfeldes nicht die Nordküste eines ehemaligen fränkischen Keupermeeres gewesen ist. Dagegen spricht, auch abgesehen von der Concordanz, mit welcher der Keuper die tieferen Schichten dort überlagert, die Umänderung seiner Sedimente im Grabfeld ganz und gar; eine derartige Annahme würde gerade das Gegentheil verlangen.

Petrographische Beiträge aus dem nördlichen Thüringer Walde.

Von Herrn **E. Weiss** in Berlin.

(Hierzu Tafel XX.)

I.

Das Thüringer Waldgebirge, von Eisenach südöstlich bis zum Beginne des alten Schiefergebirges zwischen Schleusingen und Amt Gehren, in einer Längenerstreckung von $9^1/_2$ Meile oder etwa 71 Kilometer, wird von zwei Gruppen von Gesteinsbildungen zusammengesetzt, deren eine durch die Granitinseln in der Gegend von Suhl und die mit Gneiss und krystallinischen Schiefern verbundene von Brotterode bezeichnet wird, die andere von den Schichten des Rothliegenden mit seinen Eruptivgesteinen, nebst ganz untergeordnetem, oberstem Steinkohlengebirge. Diese zweite Gruppe erfüllt den ganzen übrigen Raum des nördlichen Thüringer Waldes, welcher nicht von der ersteren, den älteren krystallinischen Gesteinen, eingenommen wird.

Es könnte das Ganze danach ziemlich einförmig erscheinen, da man es mit einer so beschränkten Schichtenreihe zu thun hat. Dies ist nicht der Fall. Das schwach entwickelte Steinkohlengebirge ist zwar weiter keiner Gliederung fähig und gehört derselben obersten Stufe an, welche am Harz von ebenso untergeordneten Schichten angedeutet wird, bei Wettin schon beträchtlich mächtiger auftritt und im Saar-Rheingebiete die obere Ottweiler Stufe, in Schlesien die Radowenzer Schichten bildet. Das

Rothliegende dagegen lässt sich in drei Hauptstufen bringen, welche in neuerer Zeit am Thüringer Wald als Unter-, Mittel- und Ober-Rothliegendes bezeichnet wurden, von denen aber die beiden ersten eine Hauptabtheilung im Gegensatze zum Ober-Rothliegenden ausmachen. Nur in diesen älteren Schichten, nicht im Ober-Rothliegenden, finden sich die zum Theil gewaltigen Ergüsse der permischen Eruptivgesteine und tragen zur Mannigfaltigkeit der geognostischen Verhältnisse und Erscheinungen in diesem Gebirge Vieles bei. Sie treten nicht allein in Decken, Lagern und Gängen auf in mannigfachen Lagerungsformen, sondern bilden auch eine ausserordentlich weit entwickelte und variirende Reihe von Gesteinen, die bezüglich ihres Mineralbestandes oder ihres petrographischen Charakters sich mehr und mehr verschieden zeigen und in viele besondere Arten zerfallen, welche unter sich gleichwohl petrographisch wie geognostisch sehr eng verbunden sind. Endlich greifen auch diese Eruptivgesteine in das Gebiet der älteren krystallinischen (Granit etc.) über, Gänge auch in ihnen bildend und leiten hier gleichsam eine Reihe von nächst anschliessenden Gesteinen ein, welche eigenartig in der petrographischen Beschaffenheit erscheinen durch Krystallinisch-Körnigwerden und dadurch bezeichnetes Zugesellen zu den granitischen und anderen altkrystallinischen Gesteinen, sowie sie auch durchaus eigenthümlich in geognostischer Beziehung sind, insofern eine Anzahl von ihnen nicht im Rothliegenden, sondern nur im älteren krystallinischen Gebirge auftritt.

Das Studium dieser Eruptivgesteine erregt daher nach manchen Seiten und Gesichtspunkten hin Interesse, wofür auch diese Zeilen einen kleinen Beleg geben mögen.

Die rothliegenden Eruptivgesteine des Thüringer Waldes sind in der geognostischen Karte von H. Credner (1855) nur als Porphyr und Melaphyr unterschieden worden, wozu jedoch noch ein auf der Karte selbst als Grünstein, in den Erläuterungen zur Karte als Hypersthenfels bezeichnetes Gestein der Hünberge etc. gehört. Seine Porphyre sind saure Orthoklasgesteine mit Quarzgehalt, die übrigen sind quarzfrei, Plagioklasgesteine, basischer Natur. Namentlich auf die letzteren haben sich dann spätere

Arbeiten von v. Fritsch, E. E. Schmid u. A. bezogen und sie liefern in der That auch die grössere Mannigfaltigkeit von Gesteinen, die sich petrographisch oft beträchtlich unterscheiden.

Bei den eigentlichen Porphyren, worunter wir kurz die bekannten Orthoklasgesteine verstehen, und zwar bei den quarzführenden oder Quarzporphyren unterscheidet bereits H. Credner fünf Abänderungen, ohne damit eine bestimmte Altersfolge aufstellen zu wollen. In dieser Beziehung hat später, nachdem die Arbeiten der geologischen Landesanstalt sich auch auf den Thüringer Wald erstreckten, an denen er selbst Theil nahm, C. v. Seebach (s. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1876, S. 633) zunächst für die Gegend von Tambach zwei dem Alter nach und auch petrographisch verschiedene Arten von Porphyr unterschieden: einen älteren mit grossen und zahlreichen Krystallen besonders von Feldspath und einen jüngeren mit spärlich ausgeschiedenen und kleinen Krystallen. Auch Schmid erkannte damals sogleich diese Porphyrarten an. In dem Nachbargebiete von Friedrichroda und Brotterode hat der Verfasser ebenfalls die beiden petrographisch gekennzeichneten Porphyre verbreitet gefunden und kartographisch verfolgt, nur bezüglich des Altersverhältnisses gelangt er hier zu etwas anderem Resultate.

Was nun meine Erfahrungen innerhalb des nördlichen Thüringer Waldes anbelangt, so sind daselbst allerdings zwei Hauptvarietäten oder Arten von Porphyr (Quarzporphyr) unterscheidbar, denen sich die übrigen einreihen lassen und welche sich nach dem Vorwalten oder stärkerem Hervortreten einerseits der dichten Grundmasse, andererseits der krystallisirten Einsprenglinge oder Ausscheidungen (Quarz und Feldspath) in zwei Gruppen theilen: ein krystallreicher oder grob- oder grosskrystallinischer Porphyr und ein krystallarmer oder dichter Porphyr.

Der erstere, der krystallreiche, umfasst die dritte und vierte Abänderung Credner's, sowie den älteren Porphyr Seebach's, der zweite, dichte dagegen die erste und zweite Abänderung Credner's und den jüngeren Seebach's. Indessen ist hiermit keine Altersvorstellung zu verbinden, wenn man das ganze Gebiet und nicht einzelne Localitäten im Auge hat. Es sind fortlaufende

Ergüsse von Porphyren nachweisbar, welche zu verschiedenen Zeiten des Rothliegenden stattgefunden haben, aber es folgten sich wechselnd sowohl Porphyre der einen als der anderen Art. Bei Tambach sind nach Seebach's Aufnahmen beide Porphyre Decken, wovon die untere und ältere ein grosskrystallinischer ist und von einem höher liegenden, jüngeren, dichten überlagert wird, beide zum grossen Theile noch durch rothliegende Zwischenschichten getrennt.

Auch bei Friedrichroda tritt beispielsweise der krystallreiche Porphyr der Schauenburg in älteren rothliegenden Schichten auf als der dichte des Regenberges. Aber auch in den tiefsten Schichten des Rothliegenden bei Klein-Schmalkalden ist der dortige deckenförmige, zwischen den Schichten auftretende Porphyr ein dichter von gleicher Beschaffenheit wie der vom Regenberg oder andere weit höher auftretende. Ja an mehreren Orten hat man die deutlichsten Gänge des grobkrystallinischen im dichten Porphyr, wie z. B. ausgezeichnet im oberen Theile des Lauchagrundes unter dem Bärenstein und am gegenüber liegenden Gehänge.

Die Verschiedenheit zwischen den beiden Porphyren ist oft sehr bedeutend, aber es ist kaum anders zu erwarten, als dass zwischen ihnen vermittelnde Glieder existiren, welche allein schon nach der Verschiedenheit der mehr oder weniger häufigen Ausscheidungen an Feldspath und Quarz noch andere Varietäten würden unterscheiden lassen und grosse Annäherungen beider Porphyrgruppen bewirken. Diese werden durch stärkeres Hervortreten besonders der ausgeschiedenen Feldspäthe so beträchtlich, dass man in einzelnen Fällen, doch aber nur in solchen einzelnen Fällen, zweifelhaft über die Zurechnung eines Gesteines zu der einen oder anderen Art bleiben kann, besonders wenn dieselbe nicht in Verbindung mit typischeren Varietäten, sondern isolirt auftritt, wie das zwischen Simmetsberg und Schauenburg westlich bei Friedrichroda der Fall ist.

Dabei ist, um die Variabilität der Porphyre zu kennzeichnen, noch nicht auf die einzelnen Gemengmineralien Rücksicht genommen. Hierin ist auch kein sehr bedeutender Unterschied vorhanden. Die Verschiedenheit der Verwitterung mancher Feld-

späthe legt die Vermuthung nahe, welche schon CREDNER äusserte, dass auch verschiedene Feldspäthe vorhanden gewesen sein mögen. Allein was man direct beobachten kann, ist doch fast nur Orthoklas, selten bleibt ein vereinzelter Krystall von Plagioklas. Die Häufigkeit von Quarz kann aber eine beträchtliche werden und das Gestein dadurch von abweichendem Charakter. Untergeordnete Rolle spielt wohl das Vorkommen von Pinit oder Pinit-ähnlichem Mineral in manchen der krystallreichen Porphyre.

Ein Gestein aber, dessen weder CREDNER, noch wie es scheint einer der anderen Beobachter ausdrücklich Erwähnung thut oder näher untersucht hat, verlangt schon hier genannt zu werden, da es petrographisch von den vorigen weit mehr abweicht als diese unter sich. Es ist ein Porphyr, in welchem der Quarz für das Auge bis zum Verschwinden zurücktritt, während der Feldspath in gleicher Weise wie bei den dichten Quarzporphyren sich verhält, auch sehr überwiegend die Grundmasse bildet, welche, wenigstens bei den hier zu behandelnden Vorkommen schon dem Auge nicht mehr dicht, sondern sehr feinkörnig erscheint: also ein quarzfreier bis quarzarmer Porphyr (quarzfreier Orthoklasporphyr, Orthophyr, Syenitporphyr).

Das Vorkommen des Gesteins ist zwar untergeordneter als das der übrigen Porphyre, allein doch mehrfach festzustellen. Es ist ein Gestein, welches bereits die Reihe zu den basischen Gesteinen hin eröffnet und vielleicht auch bisher in den »Melaphyren« mitbegriffen, wenn überhaupt beachtet wurde. Das völlige oder fast gänzliche Fehlen makroskopischen Quarzes bildet auf der einen Seite einen leicht kenntlichen Unterschied, auf der anderen Seite ist aber auch das Fehlen von Plagioklas wesentlich und erst durch Hinzutreten des letzteren wird Annäherung an die Porphyrit-Melaphyrgruppe bewirkt, welche die Reihe der rothliegenden Eruptivgesteine weiter fortsetzt.

Die Altersverhältnisse zwischen diesen und den verschiedenen Eruptivgesteinen überhaupt auszumachen, ist nicht so leicht, als es erwartet werden möchte, da dieselben recht zahlreich auftreten. Nicht immer ist die Lagerungsform mit Sicherheit zu entscheiden, und im Ganzen kommen nur selten die Gesteine derart in Be-

rührung mit einander, dass daraus eine Altersfolge zu entnehmen ist. Für das Gebiet von Winterstein hat Friedrich (das Rothliegende und die basischen Eruptivgesteine der Umgebung des Grossen Inselsberges, 1878) eine solche versucht, wobei der grosskrystallinische Porphyr als jünger als alle basischen Eruptivgesteine angenommen wird, diese um so älter, je basischer sie seien, der dichte Porphyr jedoch hierin zweifelhaft gelassen wird. Welche Bewandtniss es mit solchen Bestimmungen hat, lehrt die eingehendere Untersuchung der Vorkommnisse, an welchen gerade der nördliche Thüringer Wald reich ist und von welchen ich hier zunächst ein Beispiel bringe, indem ich hoffe, später dieselben aus den vorhandenen Beobachtungen noch bedeutend vermehren zu können, wie es dem Interesse des Gegenstandes allerdings gebührt.

1. Gang in der Gabel unweit der Marienhöhle bei Friedrichroda.

Wenn man von Friedrichroda durch das sogenannte Ober-Büchig nach Tabarz geht, hat man zur Linken (südlich) den steilen Abtsberg, welcher hauptsächlich aus einem an Melaphyr-, Porphyr- und Granitgeröllen reichen Conglomerate, dem sogenannten Melaphyrconglomerate, nebst einem grauvioletten mehr oder weniger Gerölle führenden festen thonigen Feldspathsandstein, einem feinen Tuffe ähnlich, besteht, welche vom Gottlob bei Friedrichroda bis Cabarz den äussersten nördlichen Abfall des Gebirges bilden und als Basis der zweiten Stufe des Rothliegenden oder des sogenannten Mittel-Rothliegenden auftreten. Ihre ganze Natur deutet auf eine tuffartige Bildung und es erklärt sich daraus auch das Fehlen des Conglomerates an andern Orten, wo Unter- und Mittel-Rothliegendes zusammengrenzen. Auch der wechselnde Gesteinscharakter, von fester felsbildender Breccie, die auf den ersten Blick wie Melaphyrfelsen erscheint, bis zu dem schon bezeichneten grauvioletten Gestein, das zwischen Thonstein und Sandstein die Mitte hält, ist für eine solche locale Bildung bezeichnend. Die ungeheure Masse von Geröllen und stumpfkantigen oder eckigen Geschieben verschiedener krystallinischer Gesteine, wie blasige Mandelsteine, dichte Porphyre etc., welche in grösserer

Nähe im Unter-Rothliegenden anstehend zu finden sind und welche nur von oft zahlreichen, besser abgerundeten Granitgeröllen, aus etwas grösserer Entfernung herstammend, begleitet werden, deutet schon auf eine gewisse Thätigkeit der Eruptivgesteine in diesem Gebiete hin. Indessen halten sich die meisten noch vom Melaphyrconglomerate und dem damit bezeichneten Schichtenniveau fern oder berühren gleichsam nur eben dasselbe, so zwischen Abtsberg und Simmetsberg, am Zimmerberg bei Tabarz. Ein Gesteinsgang aber durchschneidet dieses Rothliegende des Abtsberges völlig: eben der, auf welchen die Aufmerksamkeit hier gerichtet werden mag.

Der Gang streicht fast genau von Ost nach West, er beginnt in 280 Ruthen (1,05 Kilometer) Entfernung von der Kirche von Friedrichroda an der ersten flachen Einbuchtung nördlich des Wolfsteg (östlicher Theil des Abtsberg), bis wohin ein schmales Zechsteinband am untern Gehänge des Berges verfolgt werden kann, geht von hier über eine nördliche Vorkuppe des Abtsberg, den sogenannten Friedrichsanfang, und von da genau westlich über den Schorn bis in den Ungeheuren Grund und bildet auf der gegenüberliegenden Seite dieses Thales noch eine kurze Fortsetzung in der Richtung zum Uebelberg. Die ganze Länge des Ganges beträgt somit 470 Ruthen oder 1,77 Kilometer.

Der Gang ist auf seiner ganzen Erstreckung fast nur an den zahlreichen Stücken porphyrischen Gesteins zu verfolgen, die an der Oberfläche dicht gesäet liegen. Nur an einer Stelle ist er vorzüglich aufgeschlossen. Man trifft dieselbe, wenn man von der bekannten Marienhöhle aus südlich in die hier mündende kurze Thalbucht, die Gabel genannt, einbiegt, etwa 350 Schritte von der Tabarzer Strasse entfernt. Hier ist die Böschung zur Linken des Weges, zum Theil durch Steinbruchsarbeiten, entblösst und der ganze Gang im Querprofil aufgedeckt. Die stark eisenschüssigen Gesteine sind von Roth- und Brauneisenstein-Ausscheidungen mit etwas Manganerzen begleitet, so dass man versucht hat, das Erz bergmännisch zu gewinnen und es sind hier noch zwei Stollenmundlöcher vorhanden. Der eine Stollen ist noch im Rothliegenden, der andere im Porphyr angesetzt, es ist aber nur wenig Erz gefördert worden und kein Betrieb mehr im Gange.

Fünf Meter hinter dem ersten Stollen beginnt der Gang, der gegen 85 Meter mächtig ist, sehr steil nach Süden geneigt ist und die Schichten des Rothliegenden durchschneidet. Deren Lagerung ist nicht deutlich zu ersehen, jedoch sind die Schichten nur mässig und zwar wohl gegen Nord oder Nordost geneigt. In einiger Entfernung nordwestlich der Stelle kann man ein Streichen in h. 9 mit 30° Nordost-Fallen beobachten, an andern wechselt aber das Streichen und Fallen beträchtlich. Das oben angeführte Conglomerat und der Sandstein setzt hier das Rothliegende zusammen, worin (bei **m** in der Figur) auch Kalkspathadern als Ausscheidungen vorkommen.

Das Eigenthümliche des Ganges ist, dass er nicht durch ein einziges Gestein gebildet wird, sondern deren mindestens drei wohl unterscheidbare führt. Die hier beigegebene Abbildung (Tafel XX), welche genau nach Maassen ausgeführt ist, wird das ganze Verhalten dieser Ganggesteine verdeutlichen. Da das Profil während 8 Jahren immer wieder revidirt wurde, kann es wohl als so vollständig bezeichnet werden, als es zu erlangen war.

Mit **a**, **e**, **g**, **i** ist in dem Profil krystallreicher Quarzporphyr bezeichnet, mit **c**, **h**, **k** dichter bis wenig krystallinischer, mit **b**, **d**, **f** quarzfreier bis quarzarmer Porphyr. Die Grenzen zwischen ihnen sind vollkommen scharf und gehen den Wänden des Ganges parallel mit geringen Abweichungen.

1. Die Hauptmasse bildet jener krystallreiche Porphyr, der gewöhnlich grosskrystallinisch auftritt und den Credner als Typus für seine dritte Porphyr-Abänderung aufführt. Die mit **a**, **e**, **g**, **i** bezeichneten Massen gehören ihm an. Er geht vom Grobkörnigen bis zum Kleinkörnigen, führt viel, manchmal sehr viel Quarz, etwas weniger Feldspath, aber diesen oft in grossen, bis über 4 Centimeter langen Krystallen, so besonders bei **a''** und in **e**. Bei **a'** dagegen treten die grossen Krystalle ganz zurück. Das Gestein ist roth von mittlerer Intensität. Die Grundmasse, oft mehr grauroth, ist für das Auge dicht, unter der Lupe mit schimmernden Punkten, ziemlich frisch. Die Quarzkrystalle sind klein bis mässig (5 Millimeter) gross, grauweiss bis farblos, etwas rauchgrau. Die Feldspäthe theilen sich meist in grössere, fleischrothe, ziemlich frische und kleinere grünlich- oder gelblichweisse,

stark sersetzte Krystalle, die grossen oft mit solchen weissen oder grünlichen Stellen. Die zerfressenen Krystalle sind löchrig, von erdiger oder specksteinartiger Masse gebildet, indessen auf Orthoklas zurückzuführen, da niemals eine Spur von Zwillingsstreifung beobachtet wurde. In der Grundmasse erscheinen auch kleine, sehr blättrige, braune, zersetzte Glimmertafeln. — Die mikroskopische Ansicht von Dünnschliffen entspricht der geschilderten Natur des Gesteins. Die grösseren Quarze haben oft sehr gerundete Contouren, felsitische Grundmasse greift nicht selten in sie hinein. Die grösseren Feldspäthe sind getrübt und lösen sich bei gekreuzten Nicols in ein fleckiges Aggregat meist verschieden auslöschender, aber nicht scharf begrenzter Theilchen auf. Die dichte Grundmasse wird bei polarisirtem Licht zwischen gekreuzten Nicols zu einem fleckigen Mosaik doppeltbrechender Theile und nur wenige, nahezu oder wirklich einfach brechende Stellen bleiben übrig. Viele staubartige Mikrolithen von unregelmässiger, auch einzelne von mehr oder weniger regelmässiger Form durchziehen das Ganze. Apatitnadeln sehr selten. Glimmer meist in der Grundmasse, seltener in den grösseren Feldspäthen, vielleicht Neubildung, stark mit Brauneisenerz durchzogen. Braunes und rothes Eisenerz zerstreut, nicht sehr reichlich.

2. Den nächstdem mächtigen Antheil an der Gangbildung nimmt der mit **c**, **h**, **k** bezeichnete dichte bis wenig- und kleinkrystallinische Porphyr. Die Bezeichnung »dichter Porphyr« ist nur nach dem Vorwalten der dichten Grundmasse gewählt, Krystallausscheidungen sind stets, manchmal ziemlich reichlich, vorhanden, reichlicher in **c** als in **h** und **k** und in **c**′ sogar schon so gehäuft, dass das Aussehen sich dem von **a**′ nähert. Das Gestein **c**, welches als Typus genommen werden mag, ist roth- bis röthlichgrau, auch geht es ins Gelbliche. Die dicht erscheinende, stets herrschende Grundmasse besitzt zahlreiche schimmernde Punkte als Andeutung kleiner krystallinischer Theilchen; darin als grössere Ausscheidungen viel Quarz wie in **a**, Feldspath reichlich, jedoch gegen **a** bedeutend zurücktretend, bis kaum 1 Centimeter lang, meist viel kleiner, weniger zersetzt als in **a**, zum Theil recht frisch, fleischrother Orthoklas. Die in grünliche

oder gelbe dichte Masse zersetzten Individuen sehr untergeordnet. Keine Glimmertafeln; einzelne kleine Blasenräume zerstreut. Das Gestein braust mit Salzsäure nur auf Spältchen schwach.

In **h** und **k** treten die ausgeschiedenen Quarze und Feldspäthe zurück, dagegen zersetzter brauner Glimmer hie und da; Fluidalstructur ist in **h** in bandförmigen Streifen ausgesprochen, denen auch Schaaren von Poren folgen. In **k** grössere Blasenräume.

Ganz entsprechend ist auch **f''**, obschon die Grundmasse etwas mehr schimmernd-körnig, öfters gelb; Quarz theils mehr zurücktretend, theils sehr reichlich. Kein Glimmer; braust mit Säure sehr schwach oder gar nicht.

Die mikroskopische Untersuchung an Dünnschliffen ergab für das Gestein **c**, dass die dichte Grundmasse bei polarisirtem Lichte und gekreuzten Nicols in ein Mosaik fast nur doppelt brechender Theile zerfällt, die meist scharf begrenzt sind, während ein grosser Theil davon bei gewöhnlichem Lichte unbestimmt begrenzt erscheint, nicht mit krystallinischen Umrissen und staubig-getrübt. Unter den kleinen der Grundmasse angehörigen Feldspath-Krystallen kann so wenig als in den grösseren Ausscheidungen etwas von Zwillingsstreifung erkannt werden, es ist Orthoklas. Die grossen Feldspäthe sind ein wenig trüb, rissig parallel einer Säulenfläche *T* und zerfallen im polarisirten Lichte in fleckige Theile parallel dieser Richtung; auch die kleinen Krystalle polarisiren fleckig. — Grössere Quarzkrystalle, meist rundlich, selten in mehrere nicht parallele Individuen zerfallend. Apatitnadeln selten. Eisenerz, wohl meist Brauneisenerz, ziemlich gleichmässig in Menge durch die Masse vertheilt in unregelmässigen Körnern, doch weniger als in **b**, auch zum Theil in **a**. Sehr kleine länglich-sechsseitige grünliche Körnchen sind sehr vereinzelt, polarisiren sehr schwach. Stark polarisirende Stellen sind theils Kalkspath, theils (?) Glimmer.

Die Varietät **c'** zeigt kleine Quarze in der Grundmasse vertheilt, einmal auch Quarz als Zwischenklemmungsmasse, sowie chalcedonartige Kugeln. Chloritische Zersetzungsprodukte, auch in grösseren Partieen ausgeschieden, geben im polarisirten Licht lebhaft bläuliche Lichter mit gelben Punkten.

Das Gestein **c** wurde im Laboratorium der Bergakademie unter Leitung des Herrn Prof. Finkener von Herrn Pufahl einer Analyse unterworfen, welche ergab:

SiO^2	69,11	Spec. Gew. 2,624.
Al^2O^3	11,13	
TiO^2	0,26	
Fe^2O^3	5,18	
FeO	0,62	
CaO	1,77	
MgO	0,05	
K^2O	9,81	
Na^2O	0,31	
P^2O^5	0,08	
CO^2	1,21	
S	0,02	
H^2O	0,67	
	100,22.	

Die Analyse entspricht vollkommen einem Kali-Orthoklas-Quarz-Gestein, d. h. unserer Bestimmung als Quarzporphyr. Es lässt sich, wenn man will, als zusammengesetzt berechnen aus:

2,92	Kalksalzen (2,75 $CaCO^3$, 0,17 $Ca^3P^2O^8$) oder etwa	3 pCt.
60,13	Feldspath (58,10 Kali-, 2,03 Natronfeldspath) . . . . » »	60 »
1,55	Bisilicate (?) . . . . » »	1,5 »
29,36	Quarz, resp. überschüssige SiO^2 . . » »	30 »
6,09	Eisenerz (4,64 Brauneisenstein, 0,92 Rotheisenstein, 0,49 Titaneisen, 0,04 Schwefelkies) . . . . » »	6 »
100,05		100,5 pCt.

3. An drei Stellen, **b**, **d** und **f**, tritt ein durch Mangel an Quarzgehalt und feinkörnige Beschaffenheit der Grundmasse beträchtlich abweichendes Gestein auf. In **b** und **d** ist es völlig übereinstimmend, in **f** davon etwas verschieden, in allen drei Fällen kann es als quarzfreier bis quarzarmer Porphyr bezeichnet werden.

Die Gesteine **b** und **d** sind dunkelroth mit rothbraunem Strich. Sehr vorwiegend ist eine matte, dem Auge und unter der Lupe sehr feinkörnig erscheinende Grundmasse, durch zahllose glänzende Krystallschüppchen oder Körnchen gebildet, die sich fast ausnahmslos als Feldspath erweisen. Von grösseren Ausscheidungen ist Quarz kaum hie und da einmal zu bemerken in kleinen Körnern, Feldspath häufiger, wenn auch sparsam, in Krystallen bis 8 Millimeter lang, lichtroth bis weisslich, z. Th. durchsichtig bis trüb, oft zerfressen, löchrig, nicht specksteinartig. An vielen Stellen ist das Gestein mehr oder weniger blasig und wird mandelsteinartig. Mit Salzsäure braust das Gestein etwas.

Die mikroskopische Untersuchung ergiebt zunächst ein entsprechendes Bild: eine anscheinend feinkörnige Masse mit besonders zahlreichen rechteckigen Körnern, die aus einer Umrahmung von Brauneisenerz hervortreten und dem Feldspath angehören. Dazwischen mehr untergeordnet fein-staubig punktirte Stellen unregelmässig begrenzter dichter Grundmasse. Im polarisirten Lichte bei gekreuzten Nicols bleiben beachtenswerther Weise weder vom Feldspath noch von der Grundmasse alle Körner hell oder dunkel, sondern brechen theils doppelt, theils einfach; die Feldspathkrystalle polarisiren aber einheitlich, nur die grösseren sind zum Theil etwas fleckig polarisirend. Zwillingsstreifung ist niemals bemerkt, vielleicht einige Male Karlsbader Zwillinge; es ist danach Orthoklas. Die Feldspäthe zeigen viele Risse parallel der einen Säulenfläche *T*, ihr parallel liegen häufig stark polarisirende, gelbliche Blättchen eingeschaltet, welche man auf neugebildeten Glimmer beziehen kann. Ausserdem stark polarisirender Kalkspath zerstreut. Besonders viel Brauneisenerz, nach der stets mehr braunen als rothen Farbe zu urtheilen, die bei dickeren Körnern schwarz wird, ist in Menge vertheilt und verdeckt Vieles von den übrigen Gemengtheilen; oft linear an einander gereiht, so dass für das blosse Auge solche Stellen wie Glimmerschnitte erscheinen. — Nirgends ist etwas von Quarz oder von Augit oder Hornblende zu sehen. Apatitnadeln hie und da. — Ein längere Zeit mit heisser Salzsäure behandelter Schliff ist stark gebleicht, feine Nadeln deutlicher und zahlreicher, sonst fast unverändert.

Das Gestein b wurde ebenfalls im Laboratorium der Bergakademie von Herrn PUFAHL analysirt und ergab:

SiO^2	60,09	Spec. Gew. 2,707.
Al^2O^3	13,84	
TiO^2	1,07	
Fe^2O^3	11,12	
FeO	0,51	
MnO	0,07	
CaO	1,01	
MgO	0,13	
K^2O	7,91	
Na^2O	3,11	
P^2O^5	0,14	
CO^2	0,16	
S	0,11	
H^2O	0,74	
Organische Substanz	0,05	
	100,06.	

Diese Zusammensetzung entspricht im Allgemeinen der vorstehenden petrographischen Analyse. Der hohe Alkaligehalt mit vorwaltendem Kali deutet auf Orthoklas, der sich aus dem ganzen Gehalt an Alkali nebst dem fast genau entsprechenden ganzen Betrag an Thonerde und 48,47 pCt. Kieselsäure zu 73,33 pCt. Feldspath berechnen liesse. Allerdings kann diese Berechnung keine richtigen Resultate ergeben, da auch ein glimmeriger Gemengtheil anzunehmen ist und die vorhandene felsitische Grundmasse Thonerde etc. beansprucht, allein zu einem ungefähren Vergleiche kann die Berechnung doch dienen. Wenn man die kohlensauren und phosphorsauren Kalksalze abrechnet, die zusammen 0,66 pCt. betragen würden, so liefert der Rest von Kalkerde, die Magnesia, Manganoxydul und etwa das Eisenoxydul als Bisilicat verrechnet, höchstens 2,72 pCt. und es würden dann noch reichlich 10,5 pCt. Kieselsäure überschüssig bleiben. Das Gestein ist daher noch immer recht sauer und der Verbleib der Kieselsäure nicht sichtbar nachzuweisen.

Eisengehalt und Wasser mögen 5,12 pCt. Brauneisenstein und 6,74 pCt. Rotheisenstein ergeben, wovon ein kleiner Theil als Titaneisen und Schwefelkies anzunehmen wäre.

Das Gestein **f** ist einigermaassen abweichend von **b** und **d**. Zwar von derselben Farbe und anscheinend körniger Structur, demselben Mangel an Quarz, der nur in einzelnen sehr seltenen kleinen Krystallen eingestreut ist, denselben grösseren Feldspäthen und gelegentlichen Blasenräumen, erscheint es noch matter, weil die Zersetzung hier weiter vorgeschritten ist und unterscheidet sich nur bei näherer Betrachtung der Grundmasse. Diese wird schon unter der Lupe als filziges Gewebe kurzer prismatischer oder tafelförmiger Krystallchen erkannt, besonders in den nahe **g** gelegenen Stellen, etwas weniger gegen **e** hin. Auch die mikroskopische Betrachtung bestätigt das Gesagte. Das Aggregat, in welches die Grundmasse aufgelöst wird, unterscheidet sich von dem in **b** und **d** dadurch, dass sehr viele langgezogene leistenförmige Feldspathkrystalle einen förmlichen Filz bilden. Diese Leisten werden sehr häufig durch eingelagertes Brauneisenerz der Länge nach in 2 — 3 Lamellen getheilt, indessen sind dies nicht Zwillingslamellen, wie die Beobachtung im polarisirten Lichte lehrt, sondern das Ganze einfache Individuen. Zwillingsstreifung ist auch hier nirgends gesehen. Auffallend ist das Verhalten dieser Krystalle sowie der ganzen Masse im polarisirten Lichte bei gekreuzten Nicols. Viele von den Feldspathkrystallen polarisiren sehr schwach, bei manchen ist kaum eine Wirkung auf das polarisirte Licht zu erkennen. Andere polarisiren fleckig, indem die einzelnen Theile desselben Krystalles verschieden stark polarisiren und auch in manchmal sehr verschiedener Richtung auslöschen. Diese Flecken grenzen sich zwar nicht scharf gegenseitig ab, sind aber doch meist parallel einer Fläche der Säule *T* hinter einander gelagert, in welcher Richtung die meisten Risse der Individuen verlaufen. In diesen Rissen liegen auch die bei **b** erwähnten stark doppeltbrechenden glimmerartigen Einsprenglinge, welche Neubildungen sind. Die grösseren Feldspathkrystalle polarisiren stark fleckig. Die ganze abnorme optische Erscheinung, welche hier besonders stark auffällt, bei den anderen Gesteinen weit

weniger hervortritt, scheint mir wohl genügend in der stattgefundenen Zersetzung begründet zu sein, wenn nicht in ähnlichen Ursachen wie jene optischen Anomalien, welche man so zahlreich an gut krystallisirten Mineralien bei deren näherer Untersuchung gefunden hat. Den anderen möglichen Schluss aus diesen Erscheinungen, dass bei solchen fleckig polarisirenden Feldspathkrystallen Verwachsungen optisch und chemisch verschiedener Feldspäthe vorliegen, halte ich daher nicht für erwiesen. Die gleiche Erscheinung zeigte mir mein Freund LOSSEN auch an Kersantiten.

Obgleich dieses Gestein **f** das am wenigsten frische ist, so wurde doch auch von ihm eine Analyse im Laboratorium der Bergakademie von den Herren BAERWALD und SPRENGER ausgeführt, besonders des Gehaltes an Alkalien, Kalkerde und Magnesia wegen. Diese ergab:

SiO^2	61,12
Al^2O^3	14,43
TiO^2	1,06
Fe^2O^3	9,01
FeO	0,48
CaO	0,60
MgO	0,10
K^2O	9,26
Na^2O	0,35
P^2O^5	0,25
CO^2	–
S	0,12
H^2O	1,68
Organische Substanz	0,14
	98,60.

Die Analyse (deren Verlust zum Theil wohl auf Rechnung von Wasser zu setzen ist) stimmt so gut mit derjenigen des Gesteines **b** überein, als es von einem so zersetzten Gestein erwartet werden kann und beweist, dass wir im Wesentlichen dasselbe Gestein vor uns haben, dass also auch hier Kalifeldspath sehr

herrschend ist, neben welchem Natronfeldspath noch mehr zurücktritt. Die eigenthümlichen optischen Erscheinungen an den Feldspäthen können danach auch noch weniger durch Verwachsung verschieden zusammengesetzter Feldspäthe erklärt werden.

Das Gestein **f** ist bei **f′** mandelsteinartig, bei **f″** dagegen ist eine etwa zwei Meter mächtige Platte eingeschaltet, allerdings ohne scharfe Grenze gegen **f**, welche einen quarzarmen bis quarzreichen dichten Porphyr bildet und sonst ganz von der Beschaffenheit ist wie **c**, nur die Grundmasse vielleicht etwas mehr körnig im Dünnschliff. Diese hat nicht die leistenförmigen Feldspäthe wie **f**, noch auch die zahlreichen quadratischen oder oblongen wie **b**. Es ist weit frischer, weniger matt als **f**, hellfarbiger.

Das relative Alter der die Gangspalte ausfüllenden Gesteine zu beurtheilen, hat man nur wenige Anhaltspunkte. Die scharfe Begrenzung der besprochenen Gesteine und ihre parallele steile Stellung zeugt davon, dass deren Ergüsse nach einander stattgefunden haben und dabei derselben Richtung gefolgt sind. Das Zusammentreffen der einzelnen Ganggesteine ist aber nicht derart, dass man einen sicheren Schluss auf die Reihenfolge der Eruptionen machen könnte. Da der krystallreiche Porphyr (**a**, **e**, **g**, **i**) das entschieden vorherrschende Gestein ist, so wäre man geneigt, dieses auch als das älteste aufzufassen, in welchem dann die anderen aufgestiegen wären. Indessen ist dies nicht durchaus nothwendig, da bei wiederholtem Aufreissen der Gangspalte und Ausfüllen mit neuem Materiale auch eine später erfolgende Eruption die mächtigeren Massen liefern kann. Nirgends sieht man in unserem Gange die Gesteine sich in einander verzweigen, sondern sie lösen sich nahe senkrecht von einander ab und kleine Unregelmässigkeiten, wie z. B. bei **d** an dessen Contact mit **e**, ermöglichen keine Altersbestimmung, obschon sie vermuthen lassen, dass nicht im ganzen Gange ausnahmslos dieselbe Regelmässigkeit herrschen werde wie an der hier entblössten Stelle.

Aus dem übrigen Verlaufe des Ganges lässt sich nur entnehmen, dass überall in der ganzen Erstreckung der krystallreiche Porphyr mit den grossen Feldspathkrystallen das herrschende Gestein ist, dass es aber auch überall von den beiden anderen, namentlich

von dem quarzarmen Porphyr (b, d, f) begleitet wird, wenn man auch die Grenzen bei dem Mangel ausreichender Entblössungen nicht bestimmen kann. Die wiederholten Ergüsse haben also wirklich auf der ganzen Länge der Spalte stattgefunden und diese ist wiederholt durch die Ergüsse geöffnet worden.

Ist diese Vorstellung richtig, so ist es als ein für deren Vervollständigung bedeutungsvoller glücklicher Fund zu bezeichnen, dass in der östlichen Erstreckung des Ganges, noch östlich von Friedrichsanfang, unter den Blöcken an der Oberfläche sich auch ein solcher mit Einschlüssen gerundeter oder stumpfkantiger Stücke des quarzfreien Porphyrs im krystallreichen Quarzporphyr gefunden hat. Der eine Einschluss ist über faustgross, dunkelroth, der andere kleiner, mehr violett und stärker zersetzt. In beiden ist nichts von Quarz zu sehen, Feldspäthe wie gewöhnlich, die körnige Structur der Grundmasse ist weniger für das Auge als im Dünnschliff unter dem Mikroskop zu sehen, nicht filzig wie f, sondern mehr wie b und d. Der einschliessende krystallreiche Porphyr ist genau derselbe wie im Profil in der Gabel.

Ein zweites Beispiel eines entsprechenden Einschlusses liegt mir, von Herrn Friebel gesammelt, vom anderen Ende des Abtsberges, dem Uebelberg gegenüber, vor. Der krystallreiche einschliessende Porphyr erinnert schon mehr an die krystallreichere Varietät c' des dichten Porphyrs, ist auch frischer als im vorigen Falle. Das eingeschlossene Gestein, ein etwa hühnereigrosses rundliches Stück, enthält etwas Quarz und zeigt in der Grundmasse noch weniger körnige Structur als die Einschlüsse im vorigen Falle, kann also höchstens als quarzarmer Porphyr bezeichnet werden.

Es geht aber hieraus hervor, dass jedenfalls der krystallreiche Porphyr jünger ist als der quarzfreie bis quarzarme, trotzdem er die Hauptmasse des Ganges geliefert hat.

Aus anderen Erfahrungen im Thüringer Wald möchte ich schliessen, dass die Reihenfolge der Gesteinseruptionen in diesem Gange die gewesen sei, dass der basischere quarzfreie oder quarzarme Porphyr b, d und vermuthlich auch f, das älteste Gestein,

der saurere dichte Porphyr **c**, wahrscheinlich auch **h** und **k**, das nächstfolgende und der krystallreiche Porphyr **a**, **e**, **g**, **i** das jüngste von ihnen ist. Da diese Annahme nicht durch vollständige und zwingende Beweise belegt werden kann, so beschränke ich mich darauf, zu ihrer Erklärung nur auf zahlreiche andere Fälle zu verweisen, die gerade im nördlichen Thüringer Walde vorkommen und mit deren Bearbeitung ich schon längst beschäftigt bin, wo es sich als wahrscheinlich ergiebt, dass von zwei mehr oder weniger verschiedenen, ein und dieselbe Gangspalte ausfüllenden Gesteinen das ältere Randgestein (Salband) auch das basischere ist, das jüngere Gestein des Kernes das saurere.

Wenn man nämlich in unserem Profil das Gestein **c** mit den beiden **b** und **d** zur Seite als Gang für sich betrachtet, so entspricht dies ganz dem Auftreten zweier Gesteine in derselben Gangspalte in den soeben angeführten anderen Fällen: das saure **c** in der Mitte, das basischere **b** und **d** gleichsam als Salband. Es mag dann **f** ein später vom Salbandgestein losgelöstes Stück sein, in welchem **f''** in innigerer Verschmelzung und Vermischung mit **f** erscheint, daher ohne scharfe Grenzen, die sonst die Gesteine hier scheiden.

2. Gänge von quarzarmem Porphyr im krystallreichen am Uebelberge etc.

Westwärts von dem Gange in der Gabel treten grössere Massen von Porphyr auf, unter denen sich die betrachteten drei Arten befinden und welche ausserdem mit basischeren Gesteinen noch in Berührung kommen. Zunächst mag der Zug von krystallreichem, meist grosskrystallinischem Quarzporphyr hervorgehoben werden, welcher schon im Ungeheuren Grunde wenig südlich der Stelle beginnt, wo der Gabelgang diesen Grund überschreitet, über den Uebelberg fortsetzt, auf dessen Westseite den Lauchagrund durchschneidet und über den Rothenberg bis zur schönen Leite ununterbrochen 3,2 Kilometer weit fortstreicht. Auf seiner Südseite wird er theils von dichtem Porphyr, theils von melaphyrischen Gesteinen begrenzt, an einigen Stellen sind zwischen den grosskrystallinischen Porphyr und die übrigen Eruptivgesteine rothliegende Sedimente gelagert, während nach Norden fast nur Roth-

liegendes auf ihn folgt. Es ist wahrscheinlich, dass dieser Porphyr einen Deckenerguss darstellt, da Streichen und Fallen der Schichten sowohl nördlich als südlich im Wesentlichen dasselbe bleibt, von kleinen Schwankungen abgesehen.

In diesem grosskrystallinischen Porphyr tritt am Uebelberg an dessen Nordabfall, vom Ungeheuren bis in den Lauchagrund an den Stücken an der Oberfläche verfolgbar, ein wohl nur schmaler Gang von rothem, quarzarmem Porphyr mit sehr vorwaltender, sehr feinkörniger Grundmasse auf, welcher dem Gestein b und d des Profils in der Gabel sehr ähnelt, anscheinend noch weniger Quarz, dagegen ebenfalls viele Blasenräume enthält. Im Dünnschliffe erscheint die Grundmasse noch feinkörniger, löst sich im gewöhnlichen Lichte nur schlecht, im polarisirten stark auf in ein Aggregat eckiger und geradlinig begrenzter Theile, die der Mehrzahl nach, jedoch nicht alle, doppelt brechen. Das Gestein ist auch an Roth- und Brauneisenerz reich, doch tritt dasselbe nicht in glimmerartigen Tafeln auf; es umrandet vorzugsweise die Feldspäthe oder durchzieht sie der Länge nach, die grösseren Krystalle haben einen mit dem Erz imprägnirten Rand. Die grösseren Feldspäthe polarisiren etwas fleckig. Plagioklas nirgends beobachtet. Apatitnadeln vorhanden. Salzsäure entwickelt kaum etwas Kohlensäure, aber das Gestein ist nicht frisch.

Vollständig mit diesem Gestein übereinstimmend ist dasjenige, welches am Ostabhang des Rothenberges, dem Uebelberg gegenüber, ebenfalls einen schmalen Gang im krystallreichen Porphyr bildet: roth, feinkörnig, quarzarm, porös, mit einzelnen Feldspäthen bis 13 Millimeter Länge. Der Gang liegt nicht ganz genau in der Fortsetzung desjenigen vom Uebelberge, sondern ein wenig südlicher, noch weiter südlich ist ein zweiter ähnlicher zu finden, fast an der Grenze gegen den anstossenden krystallärmeren Quarzporphyr, der hier zunächst noch ziemlich reichlichen Gehalt an ausgeschiedenen grösseren Feldspäthen zeigt.

Auch an der Nordwestseite des Rothenberg, wo ein hier nicht zu erörterndes Gestein, dem zuletzt von FRIEDRICH beschriebenen von der Leuchtenburg entsprechend, einen Gang im krystallreichen Porphyr bildet, stellt sich an der Grenze zwischen beiden Gesteinen

ein ganz mit den vorigen übereinstimmender quarzarmer Porphyr ein, der manchmal reichlichen Feldspath führt.

Dagegen wegen reichlichen Quarzgehaltes nicht übereinstimmend, obschon ebenfalls mit sehr feinkörniger Grundmasse und vielen Blasenräumen, ist der ganz in der Nähe am Abhang des Rothenbergs der Leuchtenburg gegenüber gangförmig auftretende Porphyr, der im Uebrigen viele Aehnlichkeit mit dem quarzarmen Gestein besitzt.

Diese Beispiele zeigen, dass petrographisch ununterscheidbare Gesteine der vorliegenden Arten doch nicht ganz gleichzeitig auftreten. Denn die Einschlüsse des feinkörnigen quarzarmen Porphyr von der Gabel und Abtsberg beweisen das jüngere Alter des umschliessenden krystallreichen Porphyrs. Hier aber ist das gangförmige Auftreten des quarzarmen im krystallreichen Porphyr beweisend für das höhere Alter des letzteren. Weder lassen sich die einzelnen Gesteine zeitlich auf je einen einzigen Erguss beschränken, noch kann man die Ergüsse einer gewissen Zeitperiode auf dasselbe Gestein zurückführen. Dass die unterschiedenen Gesteine aber Selbständigkeit besitzen, nicht als Ausbildungsweisen derselben Masse oder desselben Magma gelten dürfen, geht aus ihrem selbständigen geognostischen Verhalten hervor, das für die beiden Quarzporphyre hinreichend erwiesen, jetzt auch für das dritte Gestein, den quarzarmen Porphyr, nachzuweisen ist.

3. Quarzarmer Porphyr vom Röthelgehäu bei Cabarz.

Wieder in der westlichen Fortsetzung des vorigen Porphyrzuges, zwischen Schöner Leite und Hübelkopf oder zwischen Cabarz und dem Inselsberg tritt in dem sogenannten Röthelgehäu innerhalb der grossen Schleife der Inselsberger Strasse in der Richtung nach dem Gebrannten Berge hin, ein Gestein auf, das die grösste Aehnlichkeit mit dem quarzarmen Porphyr von der Gabel, dem Uebelberg, Rothenberg etc. hat. Es lagert hier nur in den Schichten des Unter-Rothliegenden und dürfte 2—3 ungefähr von Ost nach West streichende Parallelzüge bilden, soweit man dies nach den im Wald zu verfolgenden verbreiteten Stücken

auszumachen im Stande ist, Lager zwischen den Schichten bildend, die jedoch stellenweise auch unregelmässig die Schichten zu durchsetzen scheinen. Dem Streichen der Schichten nach befinden sich diese Lager im Hangenden des Porphyrs der Schönen Leite, der mit jenem vom Uebelberg identisch ist; sie sind also danach noch etwas jünger als der krystallreiche Porphyr des Uebelberges.

Man trifft das Gestein des Röthelgehäu theils schon an der Inselsberger Strasse, besonders ausgezeichnet aber und in anstehenden Felsen an der Telegraphenleitung, welche durch den Wald nach dem Inselsberg geht. Es ist in der ganzen Erstreckung hier durchaus isolirt, nicht in Verbindung mit einem anderen Eruptivgestein, ist gerade an der bezeichneten Stelle an der Telegraphenleitung sehr frisch und bietet zu manchen besonderen Beobachtungen Anlass.

Das Gestein ist von wechselnder Farbe, theils grau bis schwärzlich oder auch wolkig geflammt, theils rothbraun; auch das schwarze Gestein giebt braunrothes Pulver. Eine sehr vorwaltende, fein zuckerkörnige Grundmasse, meist noch körniger als in den vorhergehenden Fällen, doch auch mitunter recht wenig körnig, führt namentlich viel porphyrartig ausgeschiedene Feldspäthe (Orthoklas) bis 15 Millimeter Länge und mehr. Diese sind im schwarzen Gestein sehr frisch, mehr oder weniger durchsichtig (Adular-ähnlich), im rothen trüb und fleischroth, oft stark zerfressen. Sie häufen sich nur selten so an, dass das Gestein ziemlich krystallreich wird, meist sind sie zerstreut darin. Ein nach *M* tafelförmiger Krystall zeigte noch *P*, *T*, *y*, *o*, *n*. Zwillingsstreifung wurde nur einmal an einem grösseren Krystall beobachtet und beweist das seltene Vorhandensein von Plagioklas. Wohl in jedem Handstück finden sich einige Quarzkörner, jedoch sehr sparsam, kaum über 3 Millimeter gross, bisweilen in abgerundeten Dihexaëdern.

Die rothen, körnigen Varietäten sind die vorherrschenden, aber man trifft an derselben Stelle graue und rothe, auch dichtere und körnige neben einander. Das rothe Gestein ist dem Gestein b

aus der Gabel sehr ähnlich, übertrifft es nur in der Grösse des Kornes ein wenig. Auch mandelsteinförmig ist das Gestein im Röthelgehäu, und zwar das schwarze sowohl wie das rothe.

Dem Obigen entspricht das mikroskopische Bild. Die Grundmasse löst sich im polarisirten Lichte durchaus körnig auf, so dass in dem frischeren, schwarzen Gestein keine wirklich einfach brechende Stelle gefunden wurde, während in dem rothen, viel weniger frischen, manche Theile mit krystallinischen Umrissen kaum erkennbar doppeltbrechend wirken. Bei gewöhnlichem Lichte verfliessen die Körner und viele Stellen erscheinen felsitisch mit staubartigen Mikrolithen. Feldspath ist wieder die Hauptmasse, selten mit etwas Zwillungsstreifung, sehr überwiegend ohne diese. Einige Körner der Grundmasse sind wohl Quarz, doch sehr spärlich. Eisenerz, zum Theil roth durchsichtig, in Menge; Apatit vorhanden; sehr kleine grauliche, nicht undurchsichtige, unbestimmt contourirte Körper vielfach. Kalkspath und Glimmer (?) als secundäre Producte.

Mehrere der grösseren Feldspatheinsprenglinge erwiesen sich durch Zwillingsstreifung als Plagioklas. Ein Orthoklas, der parallel P geschliffen wurde, besitzt eingelagerte Bänder von Plagioklas nach Art der Perthitverwaschung, eine Beobachtung, welche Dr. Dathe bei freundlicher Durchsicht machte. Die Verwachsung ist parallel M, allein die einzelnen Lamellen löschen verschieden aus, theils unter Winkeln von 6, 14, 20, 36°, theils auch dasselbe Individuum an den einzelnen Stellen verschieden (ca. 14 und 20°), was an das fleckige Polarisiren der früheren Fälle erinnert. Die Flecken gehen allmählich in einander über. Gitterförmige Einlagerungen im Orthoklas wurden nicht näher gedeutet. Der Rand der grünen Feldspäthe ist meist von einer Zone begleitet, die viel gestricktes Eisenerz enthält.

Das frische, schwarze Gestein von der Telegraphenleitung wurde im Laboratorium der Bergakademie unter Leitung des Herrn Prof. Finkener der chemischen Analyse unterworfen, und zwar wurden die folgenden zwei davon angestellt, deren Mittel an dritter Stelle angegeben ist.

	a	b	Mittel
SiO^2	57,18	57,92	57,55
Al^2O^3 . . .	13,97	13,38	13,675
Fe^2O^3 . . .	13,44	12,28	12,86
FeO	1,20	1,15	1,175
TiO^2	1,83	1,33	1,58
MnO	Spur	—	—
CaO	1,10	1,30	1,20
MgO	0,60	0,44	0,52
K^2O	7,65	7,89	7,77
Na^2O	2,24	1,94	2,09
CO^2	0,37	0,87	0,62
P^2O^5	0,11	0,19	0,15
H^2O	1,24	1,67	1,455
	100,93	100,36	100,645.
Spec. Gew.	2,743	2,7629.	

Dieser Befund bestätigt das obige Resultat. Abgesehen von geringen Mengen von kohlensaurem und phosphorsaurem Kalk (im Ganzen 1,74 pCt.) und von Eisenerzen, die man zu 15,5 pCt. veranschlagen kann (6,86 pCt. Brauneisenstein, 5,16 pCt. Rotheisenstein, 3,48 pCt. Titaneisen), würde der gesammte Kaligehalt, der ganze Natrongehalt und der Rest an Kalkerde, als Feldspath berechnet, 46,01 pCt. Kalifeldspath, 17,68 pCt. Natronfeldspath und 1,14 pCt. Kalkfeldspath verlangen, im Ganzen über 64,75 pCt. Feldspath. Will man Magnesia und Eisenoxydul als Bisilicate (3,50 pCt.), die überschüssige Thonerde als Kaolin (3,25 pCt. etwa) verrechnen, so bleibt noch immer ein Rest von etwa 11,75 pCt. überschüssiger Kieselsäure.

Dass diese Rechnung keineswegs genau sein kann, versteht sich wohl, da sie die nicht bewiesene Gegenwart von augitischen Mineralien, auch von Kaolin voraussetzt, dagegen die sehr wahrscheinliche von glimmerähnlichen Zersetzungsprodukten ignorirt. Wichtig ist aber der reichliche Ueberschuss an Kieselsäure, trotzdem das Gestein noch nicht 58 pCt. davon im Ganzen enthält.

„Es müssen daher wohl noch saurere als die angenommenen Verbindungen vorhanden sein.

Vergleichen wir aber den chemischen und erkennbaren mineralischen Bestand dieses Gesteins mit dem Gestein **b** in der Gabel, so ist die grosse Verwandtschaft beider wohl bestimmt genug ausgesprochen. Beide sind noch wesentlich Orthoklasgesteine, Plagioklas in geringer Menge ist bei dem vom Röthelgehäu sicher nachgewiesen, bei dem von der Gabel kann er nur aus dem Natrongehalt und dem eigenthümlichen Polarisiren der Feldspäthe als wahrscheinlich geschlossen werden. Quarz ist noch überall vorhanden in kleiner Quantität. Andere Silicate sind höchstens als Zersetzungsprodukte nachweisbar. Bedeutend ist überall der Eisengehalt. Ein Unterschied zwischen den beiden Gesteinen von der Gabel und dem Röthelgehäu könnte ausserdem nur in dem bemerklicheren Vorkommen von einfach brechender Substanz in jenem gefunden werden, während sie bei letzterem fast oder völlig fehlt.

Die hier gewählte, obschon schleppende Bezeichnung quarzarmer Porphyr wurde gebraucht, weil das Gestein dadurch entschiedener den Orthoklas-Porphyren angereiht werden konnte, denen andere Silicate wie Hornblende und Augit wenigstens für die thüringischen Vorkommen ganz oder fast fremd bleiben. Es böte sich wohl auch der Name Syenitporphyr mit Rücksicht auf die körnige Structur und den wenigstens theilweisen Gebrauch dieser Bezeichnung in neuerer Zeit dar, indessen würde man damit gern die Vorstellung verbinden, dass es wie Syenit ein Glied einer Reihe sein müsste, in welcher die Gegenwart von Hornblende, Augit oder Glimmer doch wenigstens zu den charakteristischen Merkmalen gehört, während bei unseren Gesteinen deren Fehlen bezeichnend ist.

Dasselbe Gestein findet sich übrigens in dem Gebiete von Friedrichroda-Winterstein noch mannigfach und mache ich noch folgende Stellen namhaft:

Ungeheuerer Grund über der Wiese, dem Abtsberg gegenüber, Westseite des Thales, Gang im krystallreichen Porphyr, grau, gelb, roth.

Ungeheuerer Grund, Seitenthal nach dem Wolfsteg zu, grau.
Thälchen nördlich vom Falkenstein, sowie NO. vom Simmetsberg, grau und gelb.
Südostseite des Uebelberges.
Südostkuppe des Zimmerberges bei Tabarz, roth.
Gebrannter Berg, Kuppe, grau, sehr blasig.

Die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels

und deren Beziehung zu dem Vorkommen der Seen und des Lösses in Norddeutschland.

Von Herrn **F. Klockmann** in Berlin.

Nach den mannichfachen Versuchen, in der Aufeinanderfolge der verschiedenen Schichten des norddeutschen Diluviums eine gewisse Gesetzmässigkeit zu entdecken und nach ihrem Alter differirende Ablagerungen von Faciesausbildungen zu unterscheiden, hat man sich bei der zuerst von Berendt 1866 [1]) aufgestellten und später 1875 auch von Lossen [2]) faunistisch begründeten Zweitheilung begnügen können, weil dieselbe sich nicht nur überall bei den Kartenaufnahmen im norddeutschen Flachlande bewährt hat und ein bequemes Einordnen aller im Diluvium gemachten Beobachtungen gestattet, sondern weil sie auch eine passende Handhabe abgiebt für alle Parallelisirungsversuche unserer norddeutschen Diluvialablagerungen mit solchen anderer Länder. — Man unterscheidet danach eine untere Abtheilung, das Unter-Diluvium, die sich aus einem ganzen Complex von Sanden, Thonen und Mergeln aufbaut, wie es scheint, weniger Alters- als Faciesunterschiede aufweist und örtlich durch Meeres-, resp. Süsswasserconchylien,

[1]) Vorbemerkung zur geol. Karte d. Provinz Preussen. Schriften d. phys.-ökon. Ges. zu Königsberg, Bd. VII.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXVII, S. 494.

auch Säugethierreste charakterisirt wird — und eine obere Abtheilung, das Ober-Diluvium, welche sich aus zwei, stetig in derselben Aufeinanderfolge vorkommenden Schichten zusammensetzt ohne jeglichen organischen Inhalt, soweit sie rein skandinavischen Ursprungs ist. Die Zweitheilung des Diluviums, welche zunächst ohne Beziehung zu einer bestimmten theoretischen Anschauung über die Entstehung desselben aufgestellt ist, deckt sich, was hier hervorgehoben sein mag, in der schönsten Weise mit einer aus der heut ziemlich allgemein adoptirten Glacialtheorie naturgemäss abzuleitenden Gliederung. Die Verhältnisse der norddeutschen Quartärablagerungen, namentlich auch die faunistischen, führen je länger je mehr zu der Anschauung von einer zweimaligen Bedeckung unseres Landes mit grossen Eismassen, sei es nun, dass diese doppelte Eisbedeckung die Folge von zwei selbständigen durch eine lange Interglacialzeit getrennten Vergletscherungen, wofür die meisten Anzeichen sprechen, oder nur Folge beträchtlicher Oscillationen derselben Eisdecke war. Die früher wohl geäusserte Ansicht, den gesammten Complex unserer Diluvialsedimente aus einer einzigen Vergletscherung erklären zu können, stehen die gewichtigsten Bedenken gegenüber; noch weniger aber liegt ein Grund vor zu der Annahme einer dreimaligen Vergletscherung. Letzteres auszusprechen ist um so nöthiger, als die dieser Anschauung huldigenden Arbeiten Penk's, über deren grosse Bedeutung für die Diluvialgeologie wohl kein Zweifel bestehen kann, dazu angethan sind, bei norddeutschen Verhältnissen ferner stehenden Geologen die Meinung einer dreifachen Vergletscherung zu erzeugen. Obgleich Penk selbst das Argument, das ihn in seiner ersten Arbeit [1]) zu der Annahme einer dreifachen Vergletscherung geführt hat, in seiner »Vergletscherung der deutschen Alpen« als hinfällig [2]) erkennt, kommt er doch in demselben Werk und weiter auch in seiner neuesten Schrift [3])

[1]) Die Geschiebeformation Norddeutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXI.

[2]) l. c. S. 322.

[3]) Ueber Periodicität d. Thalbildung. Verh. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1884, No. 1.

auf diese dreimalige Wiederholung der Vereisung zurück, nur weil dadurch die Uebereinstimmung mit den nordalpinen Verhältnissen besser hervortritt. Doch weder in Schweden noch in Nord-Amerika hat sich, eben so wenig wie in Norddeutschland, der geringste Anhalt für eine dritte Vergletscherung geboten, vielmehr sprechen alle Erscheinungen nur für eine Zweitheilung des Glacialphänomens.

Innerhalb der beiden, jederseits wohl charakterisirten Abtheilungen der norddeutschen Geschiebeformation ist nach dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntniss nur das Ober-Diluvium bei der Zweizahl seiner Constituenten und deren constantem Lagerungsverhältniss zu einer auf die einzelnen Schichten sich erstreckenden Parallelisirung geeignet, während die Schichten des Unter-Diluviums nicht in solcher Weise zu verwerthen sind, weil, wie namentlich die Tiefbohrungen zeigen, Ablagerungen von gleichem petrographischen Charakter resp. gleicher Faunenführung in verschiedener Zahl vorkommen [1]). Demnach kann man auch zunächst die Gebilde räumlich entfernter Landstriche nur mit Rücksicht auf ihre Angehörigkeit zu der unteren oder oberen Abtheilung des Diluviums vergleichen und die entsprechende Festsetzung treffen, und erst da, wo es sich um das Ober-Diluvium handelt, wird man weitergehen und mit Sicherheit sagen können, man habe es mit einer ganz bestimmten Mergel- oder Sandbank zu thun.

Die relativ leichte Erkennbarkeit der oberen Diluvialabtheilung und das nur einmalige Vorkommen einer Geschiebemergelbank in derselben gestatten nun, über die räumliche Ausdehnung dieses Oberen Geschiebemergels Untersuchungen anzustellen, Untersuchungen, deren Bedeutung klar hervortritt, sobald man sich vergegenwärtigt, dass der Geschiebemergel die Grundmoräne des Inlandeises darstellt und dass somit seine räumliche Verbreitung den Maassstab für die einstige Ausdehnung dieses Inlandeises abgiebt. Ein weiteres Interesse hat sodann die unmittelbar sich

[1]) Man vergleiche die von Berendt und Jentzsch aus Alt-Preussen, von Scholz aus Neuvorpommern mitgetheilten Bohrungen im Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanstalt u. Bergakademie für 1882.

daran knüpfende Frage, wieweit in Norddeutschland die Südgrenze des Oberen Geschiebemergels reicht oder die der jüngsten Vergletscherung sich mit der Südgrenze der Diluvialablagerungen überhaupt deckt.

Trotzdem solche Fragen nahe liegen, ist man denselben bei uns noch nicht näher getreten, vielmehr hat man, wo die räumliche Verbreitung der norddeutschen Diluvialablagerungen in Betracht kam, dieselbe immer nur im Ganzen abgehandelt, während man wie bekannt für die Alpen und auch für Nord-Amerika die Grenzen der Gebilde verschiedener Vereisungsepochen festzulegen versucht hat.

Für Nord-Amerika, das uns bezüglich der Uebereinstimmung aller diluvialen Verhältnisse näher steht als die Alpen, wird die Südgrenze der ältesten Vereisung als eine Linie angegeben [1]), welche durch Nebraska, Kansas, Missouri und den südlichen Theil von Illinois, Indiana und Ohio läuft, sich etwas über den Missouri erstreckt, aber mit Ausnahme der Gegend von Cincinnati, wo das Eis eine kurze Strecke über den Ohio nach Kentucky hineinreichte, nördlich des Ohio endigt. Dagegen bleiben in der zweiten oder letzten Vereisungsepoche die Eisfelder überall um 50—300 miles hinter jener ersten Grenze zurück, sodass beispielsweise in Minnesota wohl noch das Thal des Minnesotaflusses bedeckt wurde, aber ein grosses Areal im Südwesten des Staates ganz und im Südosten weit mehr als zuvor freiblieb.

Wie in Amerika so ist auch bei uns die Mächtigkeit der unteren Diluvialabtheilung bei Weitem grösser als die der oberen und dies berechtigt allein schon, wenn man von dem Grundsatz ausgeht, dass bei geschichteten Formationen die horizontale Ausdehnung im Allgemeinen der verticalen proportional ist, zu dem Schluss, dass die Grenzen der älteren Vereisung südlicher zu suchen sind als die der jüngeren oder dass die gewöhnlich angegebene Grenze unseres Diluviums längs des Nordrandes der mitteldeutschen Gebirge mit der der unteren Abtheilung zusammenfällt, während die Südgrenze des Oberen Diluviums viel nördlicher

[1]) Warren Upham, The Minnesota valley in the ice age. Americ. journal of science. February 1884.

verläuft. Letztere einigermaassen fest zu legen, dazu sollen die nachstehenden Erörterungen dienen.

Zu diesem Zweck wird man am Besten von den genauer durchforschten resp. kartirten Gebieten ausgehen und daran unter Berücksichtigung der hier gewonnenen Resultate und Anhaltspunkte die übrigen weniger eingehend bekannten Gegenden mehr in grossen Zügen anzuschliessen haben.

In dieser Beziehung ist das Königreich Sachsen der beste Ausgangspunkt. Durch die Untersuchungen Naumann's und Cotta's, später von Credner [1]) sind hier die genaueren Grenzen der südlichen Ausdehnung des Diluviums überhaupt bekannt geworden. Nordwärts der festgestellten Linie bestehen die Ablagerungen des Diluviums fast durchweg aus nur einem Geschiebemergel in Verbindung mit Sanden, Granden, Bänderthonen, seltener einem zweiten Geschiebemergel (z. B. bei Möckern). Wenn auch diese eine Mergelbank mit Rücksicht auf die speciellen Verhältnisse des Königreichs, wo überall die Unterlagerung durch Sande und Kiese zu beobachten ist, und im Gegensatz zu letzteren als Oberes Diluvium bezeichnet worden ist, so haben die Parallelisirungsbestrebungen mit den Diluvialablagerungen der Mark Brandenburg doch bald dahin geführt, dieselbe als unterdiluvial hinzustellen, was zuerst durch Lossen [2]) auf Grund der Paludinenführung geschehen ist. Auch der ganze Habitus, die dunkele Färbung u. a. stimmen damit überein und die neuesten Untersuchungen haben ihn in dieser Stellung belassen, aber einen Oberen Geschiebemergel in Sachsen nicht nachweisen können.

Gehen wir alsdann nördlich in die von Laspeyres [3]) genauer untersuchte Gegend von Halle, so finden wir hier gleicherweise nur einen Geschiebemergel, über dessen Parallelisirung mit einem der beiden märkischen Mergel Eck [4]) zwar noch zweifelhaft bleiben

---

[1]) Die Küstenfacies des Diluviums in der sächsischen Lausitz. Zeitschr. d. Deutsch geol. Ges. Bd. XXVIII.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXX, S. 374.

[3]) Ibid. Bd. XXI.

[4]) Rüdersdorf und Umgegend. Abhandl. z. geol. Specialkarte von Preussen. Bd. I, 1872.

konnte — von LASPEYRES wurde derselbe als Mitteldiluvium in das nur das Lagerungsverhältniss ausdrückende Schema Sand, Geschiebelehm, Löss einrangirt — der aber nunmehr, nachdem *Paludina diluviana* sich als Leitfossil des Unter-Diluviums bewährt hat und diese Schnecke in demselben von LASPEYRES gefunden worden ist, nur als Unterer Mergel aufgefasst werden kann. Von besonderem Werth für die vorliegende Untersuchung ist ein kleiner Aufsatz BERENDT's [1]), der constatirt, dass man »in der ganzen Gegend von Halle und nach dem Rande des Harzes zu unter und neben der allgemeinen Lössbedeckung nur einen Geschiebemergel« beobachtet, ganz so wie im Königreich Sachsen und ferner, dass sich ein Geschiebemergel aus der Gegend von Teutschenthal bei Halle durch seine Lagerungsverhältnisse als echten Unteren ausgewiesen hat. Das Vorkommen nur einer Geschiebemergelbank wird auch von LAUFER [2]), der im Jahre 1882 mit der Kartirung des Quartärs auf Section Cönnern beschäftigt war, bestätigt.

In der Gegend von Magdeburg [3]) kennt man gleichfalls nur einen Geschiebemergel und auch dieser muss zum Unterdiluvium gestellt werden. In ihm wurde der erste Fund der *Paludina diluviana*, damals noch *P. lenta* durch BEYRICH [4]) gemacht. Der Fund desselben Conchyls bei Westeregeln und Latdorf durch KUNTH [5]) stempeln auch den dort vorkommenden Mergel zum Unterdiluvium.

Wenn für die Gegend von Halle und Magdeburg auf Grund des Vorkommens von nur einem Geschiebemergel und des darin enthaltenden Süsswasser-Conchyls dieser zur unteren Diluvialabtheilung gestellt werden muss, so lehren noch weiter nordwärts in der Gegend von Stendal vor Allem die genauer untersuchten

[1]) Ueber das Diluvium von Osnabrück und Halle a/S. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXIV, S. 637.

[2]) Mündliche Mittheilung.

[3]) A. SCHREIBER, Die Bodenverhältnisse zwischen Magdeburg und Burg. Abhandl. d. naturw. Vereins zu Magdeburg 1872.

[4]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. VII, S. 449.

[5]) Ibid. Bd. XVII, S. 331.

Lagerungs-Verhältnisse, dass man es auch hier nur mit dem Unteren Geschiebemergel zu thun hat und dass der Obere vollständig fehlt. Seit dem Jahr 1876 ist in der Altmark, dem nördlichen Theil der Provinz Sachsen und im West-Havelland kartirt und ein zusammenhängender Theil zwischen Gardelegen, Rathenow und Havelberg im Maassstab 1 : 25 000 aufgenommen worden. Der westlich der Elbe vielfach verbreitete, durch eine röthliche Färbung meist ausgezeichnete Geschiebemergel wurde sehr bald, obwohl er auf weite Strecken die Oberfläche bildet, von Berendt als unterdiluvial angesprochen. Zwingende Beweise fanden sich jedoch erst, als der Verfasser zum ausdrücklichen Zwecke der Aufsuchung solcher mit der Aufnahme des die Steilufer zum Elbthal umfassenden Blattes Arneburg beauftragt wurde und so im Stande war, durch Nachweis der Auflagerung geschichteter Sande und Thone auf dem rothen altmärkischen Geschiebemergel die Stellung desselben im Unter-Diluvium zu bestimmen.

Mit Havelberg, dem nördlichsten Punkt des eben besprochenen Aufnahmegebiets haben wir aber die grosse Niederung des alten Unteren-Elbthals erreicht; nordwärts darüber hinaus gebricht es noch an jeglicher Kenntniss der dortigen Quartärablagerungen; es scheint aber, als wenn mit der Ueberschreitung dieser Niederung auch die Grenze des alleinigen Vorkommens von Unterem Geschiebemergel überschritten sei.

Wenden wir uns bei dem weiteren Gange unserer Untersuchung zunächst dem westlich gelegenen Theil des norddeutschen Tieflandes zu. Obwohl hier die Erforschung der Diluvialablagerungen keine so eingehende[1]), auch die besser bekannten Gegenden nicht so zusammenschliessen wie ostwärts der Elbe, so ist doch die Zahl der Beobachtungen immerhin schon beträchtlich genug, um sie bei der in Rede stehenden Untersuchung verwerthen zu

---

[1]) Zusammenfassendere Arbeiten über das nordwestdeutsche Diluvium sind namentlich: Hunäus, Kurze Darstellung d. orogr., hydrogr. u. geogn. Verh. d. Kgr. Hannover. Celler Festschrift 1864; Prestel, Der Boden der ostfriesischen Halbinsel, 1870; O. W. Focke, Zur Kenntniss d. Bodenverhältnisse d. niedersächs. Schwemmlande. Abh. d. Bremer naturw. Vereins, Bd. IV, 1875. Doch sind diese Arbeiten für unseren bestimmten Zweck ohne Belang.

können. Bevor ich an die Aufzählung der einzelnen Nachrichten gehe, mag es doch gleich hervorgehoben werden, dass alle die hierher gehörigen Beobachtungen an keiner Stelle den Anhalt gewähren für das Vorkommen von Oberem Geschiebemergel, dass sich vielmehr mit grosser Wahrscheinlichkeit der Satz aufstellen lässt: in dem ganzen Gebiet westlich der Elbe von Dresden bis Hamburg und bis an die holländische Küste ist das nordische Diluvium, abgesehen vom Decksand, nur in seiner unteren Abtheilung entwickelt. Das Fehlen des Oberen Mergel in Nordwestdeutschland ist es auch, das diesem Landstrich einen eigenen diluvialen Charakter aufdrückt und ihm dadurch Anhänger der Drifttheorie bewahrt hat.

Die Fortsetzung der schon vorhin erwähnten altmärkischen Höhen bildet sowohl in orographischer wie auch in geognostischer Hinsicht die Lüneburger Haide. An den Namen der letzteren knüpft sich der Begriff der Unfruchtbarkeit, wenn sie es auch in der That nicht in dem Maasse ist, wie die landläufige Meinung annimmt. Aber schon dieser Mangel einer fruchtbaren Ackerkrume kann als Anzeichen für das Fehlen einer Oberen Mergeldecke gedeutet werden. Die Lüneburger Haide, abgesehen vom Untergrunde, lässt sich geologisch als eine sich in nordwestlicher Richtung erstreckende Bodenanschwellung bezeichnen, welche der Hauptsache nach aus Unterem Diluvialsand aufgebaut ist, an der Oberfläche die grandig-steinige Bestreuung des Oberdiluvialen Decksandes trägt und in den Unteren Sand eingeschaltet neben Bänken von Thon und Diatomeenerde solche von Unterem Geschiebemergel enthält, die in den Querthälern oder in Bodensenkungen an die Oberfläche treten.

Ueber das Vorkommen und die geognostische Stellung der in der Lüneburger Haide vorkommenden Mergellager hat sich in jüngster Zeit LAUFER in einem »Auffindung, Untersuchung und Verwendung des Mergels in der Provinz Hannover« betitelten Vortrage vor der Kgl. Landwirthschaftsgesellschaft der Provinz Hannover verbreitet[1]), worin er zu dem Schluss kommt, dass »in

[1]) Protokoll der Winterversammlung d. Central-Ausschusses d. Kgl. Landwirthschafts-Gesellsch. 1883.

der Lüneburger Haide der Obere Mergel überhaupt zu fehlen scheint [1])«. Seine während einer vierwöchentlichen Untersuchungsreise über sonstige Vorkommnisse von Geschiebemergel in der Provinz gesammelten Beobachtungen lassen ihn ferner aussprechen, dass die Verbreitung des Oberen Mergels in Hannover so unbedeutend ist, dass sie für praktische Fragen gar nicht in Betracht kommt und dass sie sich nur auf ganz vereinzelte kleine Platten auf der Hochfläche beschränkt [1]). — Im Uebrigen geht aber aus den einzelnen im Vortrage aufgezählten Mergelpunkten, auch aus Laufer's eigenen Aussagen hervor, dass die zwei oder drei als oberdiluvial in Frage kommende Fundpunkte nur mit grosser Vorsicht als solche gedeutet werden können, ja wenn man das Fehlen des Oberen Mergels ost- und westwärts entgegenhält, überhaupt das Argument betrachtet (nämlich die Lagerung an der Oberfläche), auf das hin jene Punkte zum Oberdiluvium gestellt sind, so scheint es geradezu geboten, auf diese zweifelhaften Vorkommnisse kein Gewicht zu legen und von dem Bereich der Lüneburger Haide und des südlich derselben gelegenen Gebiets das Nichtvorhandensein von Oberem Geschiebemergel zu behaupten. Wie es den Anschein hat, beginnt der Obere Mergel sogar erst eine ganz beträchtliche Strecke weiter nördlich, denn auch in der jenseits der Elbe gelegenen und der Lüneburger Haide vorgelagerten Mecklenburgischen Haideebene, die von Thalsand erfüllt wird, fehlt derselbe den vereinzelt aufragenden Diluvialinseln, tritt aber dann an der Abdachung des mecklenburgischen Höhenrückens und seiner Seitenzweige nach dieser Haide hin auf [2]).

Schreitet man von der Lüneburger Haide weiter westwärts vor, so trifft man im Süden Oldenburgs auf die Diluvialinsel der Dammer Berge, welche durch Martin eine gründliche Untersuchung [3]) erfahren hat. Diese kleine Hügellandschaft, von dem Wesergebirge durch weit ausgedehnte und tief liegende Moor-

[1]) Ibid. S. 8.

[2]) Noch unveröffentlichte Beobachtungen des Verfassers.

[3]) K. Martin, Ueber das Vorkommen eines gemengten Diluviums und anstehenden Tertiärgebirges in den Dammer Bergen etc. Abh. d. naturw. Vereins zu Bremen, Bd. VII.

gründe getrennt, baut sich nach der von MARTIN gewählten Gliederung aus drei verschiedenen Abtheilungen des Diluviums auf, deren oberste aus Sand und Kies besteht und durch grossen Reichthum von Geschieben ausgezeichnet ist. Das mittlere Diluvium ist vorherrschend sandig und von dem oberen hauptsächlich durch geringeren Reichthum und geringere Grösse seiner Geschiebe unterschieden, während das Untere Diluvium von einem blauen Mergel gebildet wird, dessen obere Lagen durch den Einfluss der Atmosphärilien gelb gefärbt sind und an den sich lokal noch Thonbänke anschliessen.

Es ist klar, dass, wenn man statt der hier verwendeten Dreitheilung die bisher befolgte Gliederung in Ober- und Unter-Diluvium einführt, der blaue Geschiebemergel und die darüber liegenden Sande entschieden zum Unter-Diluvium zu stellen sind, während die an Geschieben reichen und zu oberst lagernden Sande und Kiese allenfalls, ja wahrscheinlich in das Obere Diluvium gezogen werden können [1]). Daraus geht dann zunächst hervor, dass die Verhältnisse im Diluvium nach den bisher im Osten des Landes gewonnenen Erfahrungen adaequat sind [2]), ferner aber, worauf es hier zumeist ankommt, dass auf den Dammer Bergen der Obere Mergel fehlt. Auch der fast vollständige Mangel an silurischen Kalkgeschieben, deren sonstiges Vorkommen in Form von Massenablagerungen im westlichen Norddeutschland nach MARTIN vielleicht auf das Vorhandensein eines Oberen Geschiebelehms

[1]) Es mag hier bemerkt werden, dass es allerdings keineswegs nöthig ist, jeglichen oberflächlich auftretenden Geschiebesand mit dem oberdiluvialen Decksand der Mark Brandenburg zu parallelisiren. Dagegen spricht schon der Umstand, dass durchgehende Schichten eines ganz analogen, groben und durch abgerundete Gerölle ausgezeichneten Kieses dem Unteren Diluvialsand selbst an vielen Orten eingeschaltet sind, wie auch die Zulässigkeit, wenn nicht Forderung von mehreren Geschiebesanden in verschiedenen Horizonten auf Grund der gegenwärtigen theoretischen Anschauung über die Entstehung unserer Diluvialablagerung. So wird denn auch das dem Decksande der Mark völlig entsprechende Gebilde im Königreich Sachsen durchaus nicht durch einen scharfen Schnitt von dem unterlagernden Unteren Mergel getrennt, sondern gleich diesem zum älteren Diluvium gerechnet. (Vergl. SAUER, Erläuterung zur Section Markranstädt d. geol. Specialkarte von Sachsen, S. 14 u. 31.)

[2]) Vergl. auch BERENDT in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXIV, S. 638.

zurückzuführen wäre, steht damit in Einklang, während dagegen im Norden des Grossherzogthums Oldenburg an wenigen Orten wie Jever und ebenso auch im Westen bei Barlage Kalkgeröll-Ablagerungen in Verbindung mit einem Lehm auftreten sollen, welcher letztere immerhin als Oberer Diluvialmergel gedeutet werden könnte, falls sich nicht aus einer anderen Mittheilung Martin's berechtigte Zweifel dagegen erheben liessen. In seiner Abhandlung »Niederländische und nordwestdeutsche Sedimentärgeschiebe etc. Leiden 1878« weist Martin darauf hin, dass er bei Barlage durch angestellte Grabungen ganz dasselbe Lagerungsverhältniss der silurischen Kalkgerölle und damit auch des Diluviums constatirt habe, welches er für Jever wahrscheinlich halte, nämlich in absteigender Reihenfolge: 1) Sandiger Humus, 2) Lehmiger Sand, 3) Lehm mit Geröllen; aber er bemerkt auch, dass bei Barlage der Lehm stellenweise in Mergelthon übergehe. Ein solcher Uebergang ist nun beim Unteren Diluvialmergel eine nicht ungewöhnliche Erscheinung, beim Oberen ist jedoch das Gleiche noch niemals beobachtet worden.

Wenn demnach selbst hier im Norden kein Oberer Geschiebemergel mehr aufzutreten scheint, so ist es an und für sich wahrscheinlich, dass ein solcher in den weiter südwärts gelegenen Landschaften um so eher fehlt. Und in der That kommen in den Gebieten, wo Diluvialablagerungen genauer untersucht sind, nämlich in der Gegend von Osnabrück nur der unteren Abtheilung angehörende Schichten vor. Das Auftreten einer einzigen Bank Geschiebemergel in den Diluvialsanden der Umgegend der eben genannten Stadt entsprechend den Verhältnissen im Königreich Sachsen und abweichend von denen in der Mark wurde zuerst von Hamm [1]) betont, allein die Frage, ob dieser Mergel unter- oder oberdiluvial sei, noch offen gelassen. Auch von Berendt wurde in seiner schon einmal citirten brieflichen Mittheilung [2]) auf die Uebereinstimmung der bei Osnabrück herrschenden Verhältnisse mit den am Südrande des norddeutschen Schuttlandes

[1]) Beobachtungen im Diluvium von Osnabrück. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXIV, S. 629.

[2]) Ibid. Bd. XXXIV, S. 637.

gültigen hingewiesen, zwar auch noch nicht die Entscheidung über die Stellung getroffen, wohl aber schon darauf aufmerksam gemacht, dass entsprechende Geschiebemergelvorkommnisse bei Detmold und Teutschenthal unterdiluvialen Alters sind, und selbst noch später wird diese Frage von BÖLSCHE [1]), der einen zusammenfassenden Ueberblick über die Diluvialablagerungen von Osnabrück giebt, offen gelassen. Allein wenn man deren nähere Verhältnisse und ihre Uebereinstimmung mit dem sächsischen Diluvium in Betracht zieht, wenn man das Auftreten von nur einer Bank des Blocklehms berücksichtigt, sowie den Umstand, dass derselbe mit Ausnahme dreier Punkte, wo geschichtete Diluvialsande das Zwischenmittel bilden, unmittelbar auf festem Gestein der Jura- oder Muschelkalkformation auflagert, so kann gar kein Zweifel bleiben, dass der allein vorhandene Geschiebemergel unterdiluvial ist und somit der Obere fehlt. Das Gleiche gilt aber auch für die Gegend zwischen Herford und Detmold, wie es sich aus WEERTH's Untersuchungen herleiten lässt [2]), sodass das gesammte Diluvium zwischen dem Wesergebirge und dem Teutoburger Wald als unterdiluvial zu betrachten ist.

Eine weitere Etappe bildet das Münstersche Becken, dessen Diluvialschichten wiederum ein mit allem Vorhergehenden übereinstimmendes Resultat ergeben. Durch die Arbeiten von BECKS [3]), v. D. MARCK [4]) und HOSIUS [5]), die allerdings noch sammt und sonders auf dem älteren Standpunkt stehen, sind wir im Stande, uns ein Bild von den Lagerungsverhältnissen des dortigen Quartärs zu machen. v. D. MARCK, dessen Untersuchungen sich vorzugsweise auf das mittlere Lippethal und die dasselbe umgebenden

---

[1]) Zur Geogn. u. Pal. d. Umgeb. v. Osnabrück. 5. Jahresbericht d. naturw. Vereins zu Osnabrück 1883.

[2]) Ueber die Localfacies des Geschiebelehms in der Gegend von Detmold und Herford. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXIII.

[3]) Geogn. Bemerkungen über das Münsterland. KARSTEN's Archiv für Mineralogie etc., Bd. VIII.

[4]) Die Diluvial- u. Alluvial-Ablag. d. Kreidebeckens v. Münster. Verh. d. naturh. Ver. d. Rheinlande etc., Bd. XV.

[5]) Beiträge z. Kenntn. d. diluv. u. alluv. Bild. d. Ebene des Münsterschen Beckens. Münster 1871.

Höhen erstrecken, unterscheidet im Diluvium [1]) zu unterst: Kies und groben Sand, darüber Thonmergel oder gelben Lehm mit nordischen Kreide- und Wealden-Geschieben und zu oberst Sand.

Von dem Thonmergel und dem gelben Lehm ist zu bemerken, dass diese beiden Gebilde keineswegs, wie v. d. Marck annimmt [2]), einander vertreten. Der Thonmergel von graubläulicher Farbe ist auf die tieferen Flussthäler beschränkt und von ihm ist die Ueberlagerung durch Diluvialsand nachweislich. Er entspricht unserem Unteren Geschiebemergel. Dagegen erscheint der gelbe Lehm des Münsterschen Beckens, dessen Verbreitung eine weit grössere ist, auf den Anhöhen und ist in der Regel nicht weiter von Sanden bedeckt. Dieses Verhalten, sowie seine petrographische Beschaffenheit: sein feines Korn, der Mangel an Plasticität — oder wie von Dechen ihn in seiner »Geognostischen Uebersicht des Regierungs-Bezirks Arnsberg« [3]) schildert: »Der Lehm des Diluviums in diesen Gegenden, »Fliess« oder, wo er trocken gelegt ist, »gelber Mergel« genannt, ist von sehr feiner, staub- oder mehlförmiger Zusammensetzung, im wasserfreien Zustande von schmutziggelber Farbe, mit Wasser getränkt, wodurch er schwimmend wird, weisslichgrau, dunkel- oder bläulichgrau«, — weisen deutlich darauf hin, dass man es nicht mit einem eigentlichen nordischen Diluvialmergel zu thun hat, sondern machen es in höchstem Grade wahrscheinlich, dass dieser »gelbe Lehm« geologisch einem Lössgebilde entspricht, dessen Vorkommen an dieser Stelle ein Glied des langen, das mittlere Deutschland durchziehenden Lössgürtels darstellt. Ueber die Beziehung des letzteren zum Diluvium sei auf die Schlussseiten dieses Aufsatzes verwiesen.

Der das Hangende des »blaugrauen Thonmergels« bildende Sand hat die beträchtlichste Verbreitung. Nicht nur bildet er zwischen dem Teutoburger Wald einerseits und dem Plateau von Beckum, sowie den Hügelgruppen von Altenberge andererseits

[1]) l. c. S. 4.

[2]) l. c. S. 18.

[3]) Verhandl. des naturhist. Vereins d. preuss. Rheinlande u. Westfalens. Bd. XVII, S. 67.

ein ununterbrochenes, mehrere Meilen breites Band, sondern er greift auch weit in das Centrum des Beckumer Plateau's ein und baut dort einen dünenartigen Höhenzug, »die hohe Ward«, auf, welcher sich südlich von Münster über Sendenhorst bis in die Nähe von Ahlen erstreckt. Ausserdem ist dieser Sand im westlichen Theil des Regierungsbezirks Münster so vorherrschend, dass die einzelnen Flötzgebirgspartieen wie unbedeutende Inseln aus demselben hervorragen. Auch hier zeigt der Sand häufig eine oberflächliche Kiesbestreuung.

Es unterliegt gar keiner Frage, dass die weit verbreiteten Sande dem unterdiluvialen Spathsand der oben besprochenen Gegenden gleichstehen; dort wie hier ist kein Oberes Diluvium, ausser etwa der oberflächlichen Kiesdecke, zum Absatz gelangt.

Die vorstehenden Erörterungen haben das Zurückweichen der Südgrenze des Oberen Geschiebemergels von dem südlichen Verbreitungsbezirk des Diluviums überhaupt bis an die Küste der Nordsee ergeben und es könnte nunmehr überflüssig erscheinen, die Untersuchungen auf noch weiter im Westen anschliessende Landstriche auszudehnen, immerhin kann es aber zur Bestätigung unserer Ausführungen dienen, wenn auch in den Niederlanden sich kein Anhalt bietet für das Vorkommen eines Oberen Blocklehms. — Das nach dieser Richtung hin ausschliesslich in Betracht zu ziehende Diluvialgebiet Hollands ist das von dem sogenannten skandinavischen und theilweise auch noch von dem gemengten Diluvium STARING's erfüllte, im Norden des Landes gelegene und auf die Provinzen Groningen, Drenthe, Overyssel und Friesland beschränkte Areal, während das Maas- und Rhein-Diluvium als aus dem Süden und Südosten durch Flüsse herbeigeschaffte Ablagerungen nicht in Frage kommen. Trotz der eingehenden Untersuchung des Landes, die ihren Ausdruck in dem ausgezeichneten Kartenwerk STARING's gefunden hat, ist doch keine eigentliche Vertikalgliederung des Diluviums angestrebt, sondern letzteres nur nach seinem Ursprung und seiner räumlichen Verbreitung an der Oberfläche unterschieden worden, so dass man sich nicht sofort klar ist, ob mehrere verschiedenaltrige Geschiebemergel vorhanden sind oder nicht.

Zu den besten Aufschlusspunkten des skandinavischen Diluviums in Holland gehört der Hondsrug südlich der Stadt Groningen, das rothe Kliff mit dem Gaasterland im Südwesten Frieslands und die in der Zuidersee gelegenen Inseln Urk und Wieringen. Sand ist überall vorherrschend und nimmt durchweg die Oberfläche ein [1]). Unter denselben oder seltener direkt an der Oberfläche liegen lokal thonige Ablagerungen, doch diese sind zumeist sandfrei und unseren unterdiluvialen Thonmergelbänken gleichbedeutend, wie die bekannten Thone von Winschooten. Eigentlicher Geschiebemergel ist selten. Das genauest untersuchte Vorkommen desselben befindet sich auf der Insel Urk [2]). Dort ruht auf Sand ein zu Tage ausgehender Geschiebemergel von reichlich 10 niederländischen Ellen (8,3 Meter) Mächtigkeit, welches in seinen oberen 8 Ellen von sandiger Beschaffenheit und gelbrother Farbe ist, aber nach unten zu dunkler, ja rothviolett wird. In einer Tiefe von 9 Ellen wird die Farbe noch dunkler, geradezu schwärzlichgrau, während der Rest der Bank wieder einen lichteren Ton annimmt. Die angezogene Abhandlung über Urk spricht nur von einem Uebergang, nicht von einem plötzlichen Wechsel in der Farbe, so dass die Annahme der Ueberlagerung von Oberen über Unteren Mergel ausgeschlossen ist, vielmehr ist der Lehmmergel in seiner ganzen Mächtigkeit von 10 Ellen als eine einzige gleichaltrige Bank anzusehen und dann dürfte die Gleichstellung dieser Bank mit dem Unteren Geschiebemergel auf Grund der Färbung auch geboten sein, wenn dies nicht schon als höchst wahrscheinlich aus den Gesammtverhältnissen hervorginge. Wie das von Berendt schon wiederholt betont ist, weist der Obere Geschiebemergel niemals die grauschwarze, resp. blaugraue Färbung des Unteren auf, wohl aber kommt die gelbrothe Farbe auch beim Unteren vor. Bei Urk wird die rostgelbe Partie auf die Verwitterung zurückzuführen sein; die violette

---

[1]) T. C. Winkler, Considérations géologiques sur l'origine du zand-diluvium, du sable campinien et des dunes maritimes des Pays-Bas. Archives du Musée Teyler. Vol. V, p. 15.

[2]) Staring, Het eiland Urk volgens Harting en het Nederlandsch Diluvium. Utrecht 1853.

Nuancirung ist dagegen oft bezeichnend für den Unteren Mergel, wie sie beispielsweise auch an dem den Septarienthon bei Hermsdorf direkt überlagernden Unteren Diluvialmergel auftritt. — Mit der getroffenen Bestimmung des Urk'schen Mergels als Unteren stimmt die grosse Mächtigkeit von mehr als 8 Meter gut überein, die an und für sich bei einem Oberen Geschiebemergel, noch mehr aber hier im Westen des norddeutschen Tieflandes eine sehr auffällige Erscheinung sein würde [1]).

Der Blocklehm von Urk ruht, wie erwähnt, auf Sand auf, in den man bis 1 Meter unter dem Amsterdamer Pegel eingedrungen ist, ohne eine andere Schicht anzutreffen.

In dem für die Quartärgeologie Hollands werthvollen Bericht BERENDT's und MEYN's über eine Reise nach Niederland im Interesse der Kgl. preuss. geologischen Landesanstalt [2]), in dem eine Reihe von Aufschlusspunkten gerade mit Rücksicht auf die Uebereinstimmung mit nordostdeutschen Verhältnissen besprochen werden, hat leider bei der befolgten MEYN'schen Dreigliederung des Diluviums, welche den Unteren und Oberen Geschiebemergel sammt den zwischenlagernden Sanden zu einer mittleren Abtheilung stellt, eine diesbezügliche Entscheidung nicht getroffen werden können. Sonst geht aber aus dem ganzen Bericht die überaus grosse Aehnlichkeit der holländischen (skandinavischen) Diluvialablagerungen mit den nordwestdeutschen hervor und nur einmal findet sich ein Passus [3]), der allenfalls auf das Vorkommen mehrerer Geschiebemergelbänke und somit auch auf das Vorhandensein des Oberen Diluvialmergels gedeutet werden könnte.

»Leider war der beträchtliche Eisenbahneinschnitt zu Steenwyckerwohld, wahrscheinlich der einzige, welcher Aufschluss über die Gliederung des skandinavischen Diluviums in Niederland anschaulich hätte gehen können, bereits mit Rasen bekleidet, und

[1]) Danach ist auch eine Bemerkung J. GEIKIE's in Prehistoric Europe p. 566 zu corrigiren, der in jedenfalls irriger Auffassung eines HELLAND'schen Citats (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1879, S. 82) von einem Oberen und einem Unteren Geschiebemergel spricht.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXVI.

[3]) l. c. S. 289.

wir erfuhren nur nachrichtlich die in dieser Beziehung bedeutsame Thatsache, dass daselbst sehr verschiedene Lehmsorten sollten angetroffen sein.«

Allein eine Nöthigung, aus diesen verschiedenen Lehmsorten verschiedenaltrige Geschiebemergelbänke zu machen, liegt durchaus nicht vor, zumal wenn man in Betracht zieht, dass im Allgemeinen bei derartigen Nachrichten zwischen dem aus dem Geschiebemergel und dem aus dem Thonmergel hervorgehenden Lehm und auch diesen Mergeln selbst kein Unterschied gemacht wird[1]). Mit grosser Wahrscheinlichkeit — und dafür spricht auch die von Martin[2]) hervorgehobene Analogie der Lagerungsverhältnisse des Diluviums im Hondsrug mit dem von Barlage und Jever —, ist anzunehmen, dass hier sowohl wie im übrigen skandinavischen Diluvium Hollands der Obere Geschiebemergel nicht mehr zum Absatz gelangt ist, dass in dem die Hauptmasse der Ablagerungen ausmachenden Unteren Sande Bänke des Unteren Geschiebe- und des Thonmergels auftreten, während die gesammte diluviale Schichtenfolge als einzige Bildung des Oberdiluviums die Gerölle des Decksandes trägt, welche an diesen Stellen nur als das von den Gletscherwassern über die Grenze der Moräne hinaus transportirte Material anzusehen sind.

Haben wir auf dem eingeschlagenen Weg von der Elbe bis zur Nordsee den Nachweis zu führen, zum Wenigsten wahrscheinlich zu machen gesucht, dass südlich und westlich des Unterlaufs der Elbe kein Oberer Geschiebemergel mehr zu finden sei, so würden wir uns nun in der Folge dem ostwärts der Elbe gelegenen Gebiet zuzuwenden haben. Auch hier stossen wir auf entsprechende Thatsachen, mit dem einzigen Unterschied, dass sich hier direkt das allmähliche Verschwinden und Auskeilen des Oberen Diluvialmergels in der Richtung von Norden nach Süden verfolgen lässt.

Die fruchtbaren, kornreichen Fluren Mecklenburgs und der Uckermark legen das beste Zeugniss für die allgemeine und weite Verbreitung des Oberen Diluvialmergels ab; in den mittleren

---

[1]) Harting, Het eiland Urk etc. p. 174.

[2]) Martin, Die nordwestdeutschen Sedimentärgeschiebe, S. 6.

Theilen der Provinz Brandenburg halten sich schon die den Oberen Mergel tragenden und die ihn entbehrenden Diluvialterrains die Wage und im Süden der Provinz wiegt ganz entschieden der Untere Spathsand mit der Geröllbestreuung des Decksandes vor. Auf dem Fläming endlich scheint bereits die Südgrenze der oberdiluvialen Mergelverbreitung vollständig überschritten, wenigstens ergiebt sich aus der einzigen, hier verwerthbaren Abhandlung[1]) kein Anhalt für das Vorkommen des Oberen Mergels, wohl aber aus der grossen Analogie des Flämings mit der Lüneburger Haide, deren Fortsetzung er auch ist, die überaus grosse Wahrscheinlichkeit, dass ihn die Moräne der jüngsten Vergletscherung nicht mehr erreicht hat.

Zu entsprechenden Resultaten würden wir auch gelangen, wenn wir uns noch mehr dem Osten des norddeutschen Schuttlandes zuwendeten: im Norden eine weite Verbreitung des Oberen Diluvialmergels, südwärts davon eine Zone, die nur Ablagerungen des Unteren Diluviums aufzuweisen hat. — Es möge aber genügen, aus den bisherigen Ausführungen die Schlüsse zu ziehen:

1) Der Obere Geschiebemergel reicht nicht so weit südlich wie die nordischen Diluvialsedimente überhaupt, d. h. die jüngste Vergletscherung hat nicht die Ausdehnung, also auch nicht die Intensität der ersten diluvialen Vereisungsperiode erlangt.

2) Seine Südgrenze ist in dem ganzen Gebiet westlich der Oder bis zur Nordsee im Allgemeinen durch die grosse Niederung des Baruther und des Unteren Elbthals bezeichnet, welche Grenzlinie allerdings nur angenähert die Ausdehnung des letzten Inlandeises angeben würde [2]). Denn es ist anzunehmen, dass von der Hauptmasse des Eises, deren Verbreitung durch die angegebene Grenze fixirt sein dürfte, zusammenhängende oder zungenartige Ausläufer weiter südwärts vordrangen, deren Mächtigkeit aber so

---

[1]) Girard, Die norddeutsche Tiefebene etc. Berlin 1855.

[2]) Da diese Südgrenze in der Richtung von S.O. nach N.W. verläuft, darf man wohl mit Recht annehmen, dass im Allgemeinen ihre Fortschreitungsrichtung von N.O. nach S.W. gerichtet war, womit das Vorkommen von Geschieben estnischer Herkunft unter den oberflächlich lagernden Geröllanhäufungen im nordwestlichen Deutschland sehr gut harmoniren würde.

gering war, dass ihre entsprechend unbedeutende Grundmoräne durch die dem Eise entströmenden Gewässer bis auf die grösseren Gerölle leicht zerstört werden konnten. Es ist nicht daran zu zweifeln, dass ein grösserer Theil der Geröll- und Massenablagerungen vom Alter des Decksandes in dieser Weise zu erklären ist, während die mehr oder minder gleichmässige Kies- und Grandbestreuung auf dem unterdiluvialen Sand als von den Schmelzwassern transportirte und ausgebreitete Schotterabsätze angesehen werden müssen.

Wenn es der Zweck der vorstehenden Ausführungen war, den Nachweis zu liefern, dass die Südgrenze des Oberdiluvialen Geschiebemergels um eine beträchtliche Strecke hinter der Südgrenze der Unterdiluvialen Ablagerungen zurückblieb, mit anderen Worten, dass die räumliche Ausdehnung der jüngsten Vergletscherung eine beschränktere war als die der ersteren, so drängt sich zum Schluss die Frage auf, ob nicht aus diesem charakteristischen Verbreitungsverhältniss zwischen Oberem und Unterem Diluvium gewisse Beziehungen hervorgehen, die ein Licht auf manche Eigenthümlichkeiten im Gebiet des norddeutschen Tieflandes werfen. Dass solche Beziehungen vorhanden sind, habe ich bereits in einem, im April 1883 gehaltenen Vortrag [1]) angedeutet und zweien derselben, das Beschränktsein der norddeutschen Seen auf das Vorkommen und das des mitteldeutschen Lösses auf das Fehlen des Oberen Geschiebemergels soll im Folgenden noch eine kurze Betrachtung gewidmet werden.

In einer kleinen Schrift »Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Schwerin« [2]) habe ich unter Betonung des Umstandes, dass Sölle, Rinnen und Seen nur graduell verschiedene Bildungen [3]), sonst aber in gleicher Weise durch dieselbe Ursache zu erklären seien, darauf aufmerksam gemacht, dass es scheine, als könne das Vorkommen von Söllen (Pfuhlen) in einer bestimmten Mergeldecke

---

[1]) Jahrbuch d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1882, p. LIII.

[2]) Archiv d. Ver. d. Freunde d. Naturgesch. in Mecklenburg. Bd. XXXVI.

[3]) Vergl. auch BERENDT in: BERENDT und DAMES, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Berlin.

dazu dienen, diese als oberdiluvial anzusprechen[1]) und bald darauf in einem anderen Aufsatz wies ich direkt darauf hin, »dass durchgängig die baltischen Seen und überhaupt die Seen des norddeutschen Flachlandes in den oberen Diluvialmergel eingesenkt sind[2]).«

Diese damals nur durch den Hinweis auf die aus Oberem Mergel bestehende Umrandung der Seen und Sölle begründeten Aussprüche erlangen nun aber durch die nachweisbare geographische Abhängigkeit der Seen im norddeutschen Tiefland von dem Auftreten des Oberen Glacialmergels eine weitere, zugleich eine genetischen Zusammenhang vermuthen lassende Bestätigung.

Die Verbreitung der in Rede stehenden Seen ist bekanntlich nicht auf den baltischen Höhenzug, die mecklenburgisch-pommerisch-preussische Platte beschränkt, sondern sie finden sich auch in ganz derselben Ausbildungsweise und in nicht unbeträchtlicher Zahl südlich der dem baltischen Landrücken im Süden vorlagernden Niederung.

Wenn sie hier nicht mehr, wie auf der Seenplatte, sich über die gesammte Fläche des Landes verbreiten, so liegt das einfach daran, dass die Plateau's, denen sie eingesenkt sind, selbst nicht mehr so aneinander schliessen, wie die einen einzigen Landrücken ausmachende baltische Bodenerhebung, sondern dass dieselben vereinzelte, rings von alluvialer Niederung umgebene Diluvialinseln darstellen, welche selbst aus einer im Allgemeinen zusammenhängenden Bodenwelle durch die nach Nordwest gerichtete Erosionsthätigkeit oder durch das Bestreben der Gewässer, aus dem südlichen Thalbett (Baruther Hauptthal) in das nördlich vorliegende (Berliner Hauptthal) überzugehen, sich herausgebildet haben[3]).

[1]) l. c. p. 24.

[2]) Ueber die gesetzmässige Lage des Steilufers einiger Flüsse im norddeutschen Flachland. Jahrb. d. Kgl. preuss. geol. Landesanstalt, p. 186. Anm.

[3]) Berendt und Dames, Die geognostischen Verhältnisse der Gegend von Berlin. 1880.

Würden die geologischen Verhältnisse, unter denen der Landrücken zwischen den beiden bezeichneten Hauptthälern in eine grosse Zahl von Einzelplateau's zerrissen worden ist, länger angedauert haben, so hätte sicherlich ein gleiches Schicksal, zu dem die ersten Anfänge auch schon gemacht sind, den baltischen Höhenzug betroffen.

Wir hatten im Voraufgehenden gesehen, dass südwärts der Baruther Niederung, oder auf dem Fläming kein positiver Anhalt für das Vorkommen von Oberem Geschiebemergel mehr vorliege. Damit stimmt es gut überein, wenn es hier nun auch vollständig an Seen gebricht. Das Gleiche ist mit der ganzen, vorhin als frei von Oberem Mergel bezeichneten Randzone der nordischen Diluvialablagerungen der Fall, denn weder auf den altmärkischen Höhen und in der Lüneburger Haide noch in dem weiter west- und südwärts gelegenen Diluvialterrain finden sich Seen von dem typischen Charakter derer, die sofort nordwärts dieser Zone in grosser Zahl erscheinen. Die Seen, welche im Gebiet unterdiluvialer Ablagerungen auftreten, gehören, abgesehen von den ganz sporadisch und nur in sehr unbedeutender Grösse vorkommenden Teichen auf der Höhe der Diluvialplateau's, einer völlig verschiedenen Entstehungskategorie an. Sie liegen entweder in der Niederung, sowohl mitten im Thal wie an den Plateaurand gedrängt und sind dann als die von der Vertorfung oder Verschlickung verschonten Ueberreste einstmaliger in diesen Niederungen fluthender Ströme zu betrachten oder sie sind auf Erdfälle zurückzuführen, wie die Seen am Harzrande oder der Arendsee in der Altmark, von welchem letzteren schon Ritter[1]) als von einem Erdfall zu berichten weiss.

Wenn nun in solcher Weise die Seen Norddeutschlands auf den von der jüngsten Vergletscherung innegehabten Raum beschränkt sind, so legt sich der Schluss nahe, dass die Ablagerung des Oberen Geschiebemergels mit der Entstehung der Seen in ursächlichen Zusammenhang zu bringen ist und dass zu-

[1]) Historisch-physikalisches Sendschreiben von dem in der Mark Brandenburg belegenen merk- und wunderns-würdigen Ahrend-See. Sondershausen 1744.

nächst weder die geologische Beschaffenheit des Flötzgebirgs-Untergrundes noch die ursprüngliche Orographie der Gegend von wesentlicher Bedeutung dabei gewesen sind. Der Umstand, dass die grosse Mehrzahl der Seen in Reihen hintereinander (von Nord nach Süd) liegt und Rinnen bildet, welche quer über den Landrücken hinweglaufen, dass ferner ihre Uferumrandung streckenweise ganz den Habitus der Flussufer trägt, wie wir sie heute an den grösseren norddeutschen Strömen erblicken, und wie diese die tieferen Schichten des Diluviums entblösst zeigen, führt, in Verbindung mit der räumlichen Beziehung zu dem Gebiet der jüngsten Vergletscherung zu der Erklärung, dass die norddeutschen Seenketten durch die dem Rande dieser jüngsten Vergletscherung entströmenden Gletscherwasser in den eigenen Moränen ausgewaschen sind und dass an ihrer Gesammt-Gestaltung sowohl die äussere Configuration der Moränenlandschaft, in deren Vertiefungen sich zuerst die Wasser ansammelten als auch die durch die ausbrechenden Schmelzwasser geschaffene Erosionsform gleichen Antheil hatten.

Mit wenigen Worten muss ich hier noch auf eine ganz eigenartige, neuerdings von Penk[1]) versuchte Erklärung unserer baltischen Seen zurückkommen, nach welcher dieselben zwar auch durch die Erosion strömender Gewässer hervorgebracht sind, aber solcher, die in mittelbarer Folge einer durch das nordwärts vorlagernde Inlandeis ausgeübten Attraction, wodurch eine Veränderung der Geoidfläche und eine Umkehrung der Abdachungsrichtung des festen Landes ermöglicht werden soll, speciell aus dem Süden der Seenplatte über diese hinübergezogen wurden. Nachdem durch das Abschmelzen der Gletschermasse dieses Hinüberziehen der Flüsse nicht mehr statthaben konnte, blieben nun den so lange über den Kamm des baltischen Höhenzuges strömenden Wassern beide Wege offen, entweder nach Norden zur Ostsee oder nach Süden zurückzufliessen. Dieser Alternative entgingen sie dadurch, dass sie auf dem Kamm des Landrückens verharrten und hier Seen bildeten.

---

[1]) Ueber die Periodicität der Thalbildung etc. l. c.

Ich muss gestehen, dass der ganze theoretische Aufbau dieses Aufsatzes, aus welchem durch eine der in Rede stehenden fraglichen Veränderungen der Geoidfläche, worunter doch immer nur das Meer verstanden sein kann, auf einen in seiner absoluten Lage fixirt bleibenden Festlandstheil ein Umkehren der Stromrichtungen hergeleitet wird, mir, wenigstens nach den Ausführungen des Vortrages nicht so recht einleuchten will. Gewiss können, falls man die verschiedenen Punkte eines Areals auf verschiedene Pegel bezieht, in Folge Aenderung der Geoidfläche, welche durch anderweitige Landerhebungen veranlasst wurde, scheinbare Umkehrungen der Abdachungsrichtung dieses Areals hervorgebracht werden, aber diese bleiben doch nur scheinbar, wie sich sofort ergiebt, so bald man die Höhen des Areals auf einen und denselben Pegel bezieht.

Die zweite Abhängigkeit von der räumlichen Verbreitung des Oberen Geschiebemergels betrifft das Vorkommen des Lösses in einem bestimmten Landstrich Norddeutschlands. Das Fehlen des Oberen Mergels südlich der früher festgestellten Grenzlinie lässt leicht die Frage entstehen, ob in der von der Ablagerung der jüngsten Vergletscherung frei gebliebenen Zone des von skandinavischen Schuttmassen erfüllten Tieflandes nicht Gebilde zu finden sind, mehr oder weniger gleichalterig mit dem Oberen Diluvialmergel.

Als in mir im Winter 1882/83 der Gedanke auftauchte, aus den vorhandenen Literaturnachrichten über die Ausbildungsweise des Diluviums am Südrande seines Vorkommens eine während der letzten Vergletscherungsperiode vom Eise freigebliebene Randzone nachweisen zu können, äusserte ich damals in Gesprächen mit Herrn Professor Berendt und meinen Collegen die mir ganz naturgemäss dünkende Anschauung, dass der am Nordrand der mitteldeutschen Gebirge sich hinziehende Lössgürtel das Altersäquivalent des Oberen Geschiebemergels sei, da sich der Löss in diesem Zuge nur als Hangendes von unterdiluvialen Ablagerungen findet und sich niemals in das Gebiet erstreckt, wo auch der Oberdiluviale Mergel vorhanden ist. Diese Meinung hat sich mir bestärkt, seitdem Penk durch seine sorgfältigen Untersuchungen in

den deutschen Alpen den Nachweis geführt hat, dass der Löss »in Oberbayern nirgends auf den Anschwemmungen der letzten Vereisung auftritt, während er die beiden älteren Vergletscherungen als zusammenhängende Decke überzieht[1].«

Aus der vorhandenen Literatur, die nur von dem stets auf den Rand der Glacialablagerungen beschränkten Vorkommen des Lösses zu berichten weiss, hat er dann ferner geschlossen, dass überall analoge Erscheinungen vorliegen, der Löss das Gebiet der jüngsten Vergletscherung meide, und in einem im Mai 1883 vor der Deutschen geologischen Gesellschaft gehaltenen Vortrag ist von ihm auch geradezu ausgesprochen, dass in Norddeutschland der Löss »nur am äussersten Saume des nordischen Diluvialgebietes auftritt, der im Gegensatz zu dem grössten Theil der norddeutschen Ebene nur einen Geschiebelehm zeigt, und zwar denjenigen, welcher dem untern der Mark Brandenburg entspricht« [2]. Penk gebührt somit die Priorität der Publicirung dieser eigenthümlichen Verbreitungsweise des Lösses auch für Norddeutschland, welche letztere so charakteristisch ist, dass sie bei allen Speculationen über die Entstehung desselben in erster Linie Berücksichtigung erfahren muss.

Ueber das relative Alter des Lösses lässt sich Penk in diesem Vortrage folgendermaassen aus: »Wenn nun der Löss nirgends über den Formationen der jüngsten Vergletscherung gefunden wurde, sondern ausschliesslich und allein über den Ablagerungen älterer Vereisungen auftritt, so muss seine Bildung zwar nach der älteren Vergletscherung, aber vor der letzten Gletscherausdehnung erfolgt sein«.

Nur diesem »vor« vermag ich nicht beizustimmen. Ich glaube nicht mit Penk, dass »seine Ablagerung vollendet war, als die Gletscher zum letzten Male anwuchsen«, denn alsdann wäre es immerhin zu verwundern, dass noch niemals Löss als das Liegende des Oberen Mergels beobachtet wurde, sondern halte es für wahrscheinlicher, dass der Lössabsatz im Süden vor sich ging, als

[1] l. c. p. 323.

[2] Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXV, S. 394.

schon im Norden innerhalb der vorhin festgestellten Grenzen der Obere Diluvialmergel als Grundmoräne des Inlandeises zur Ablagerung gelangt war. Ueberhaupt dürfte die Lössbildung den ganzen Zeitraum ausfüllen, der zwischen der grössten Ausdehnung der letzten Eisbedeckung und deren völligem Verschwinden aus Norddeutschland lag.

Damit stimmt es alsdann gut überein, dass Berendt in seinem am 4. December 1878 in der Deutschen geologischen Gesellschaft gehaltenen Vortrage [1]), in dem er die nie vollständig widerlegte Anschauung über die Abstammung des Rhein- und Donaulösses aus den Schlammabsätzen der alpinen Gletscherströme auch auf den in Rede stehenden Löss anwendet, ihn als »feinsten Abhub des suspendirten Gletscher- bezw. Schmelzwasserschlammes« betrachtet, abgesetzt in den ruhigen Buchten und längs des Südrandes der nach WNW. ihren Hauptabfluss suchenden Schmelzwasser, seine Entstehung in der Hauptsache also in die letzte grosse Abschmelzperiode, in die Stufe des Decksandes verlegt, und ihn somit mit letzterem selbst für gleichaltrig hält.

Weiter geht allerdings Laufer, wenn er in einem zunächst noch handschriftlichen Bericht über die Quartärbildungen der Gegend von Cönnern auf Grund einer Gleichstellung des Decksandes mit der in jenen Gegenden allgemein bekannten »Steinsohle« den diese stets bedeckenden Löss für jünger als den Decksand anspricht.

Meinem Dafürhalten nach dürfte die Lössbildung und sein Vorkommen in beträchtlicher Höhe bedingt sein:

1. durch die im Norden vorlagernde Eisbarre der letzten Vergletscherung, welche ebensowohl durch ihre eigene Masse — indem die aus dem Süden kommenden Ströme und Flüsse gehindert wurden, auf dem gegenwärtig eingeschlagenen näheren Weg zum Meere abzufliessen — als auch durch die von ihr ausgehenden enormen Schmelzwasser jene Ströme und Flüsse zu beträchtlicher

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXI, S. 13.

Höhe aufstaute und sie zwang, sich allesammt in der einzigen, durch den Südrand des Eises und den Nordrand der mitteldeutschen Gebirge geschaffenen Niederung zu sammeln und in dieser, unter vielfachen orographischen Hindernissen, ihren mühsamen Weg zur Nordsee zu suchen;

2. durch die Reaction der mit schlammigen Theilen beladenen Schmelz- und Flusswasser auf einander, sowie deren Ausdehnung in dem breiten Becken des heutigen Lössvorkommens.

Es ist wohl kaum nöthig, noch einmal hervorzuheben, dass obiger, aus dem charakteristischen, räumlichen Verhältniss zwischen dem Löss und der jüngsten Moränenablagerung des skandinavischen Inlandeises hervorgegangene und nur nach dieser Beziehung, sonst keineswegs neue Erklärungsversuch[1]) sich zunächst ausschliesslich auf das besprochene Gebiet und auf dessen sandig-thonige Absätze, deren äussere Uebereinstimmung mit dem typischen Rheinlöss auch hier den Namen Löss wohl rechtfertigt, beschränken und sich durchaus nicht auf alle Lössvorkommen ausdehnen kann, da ja durchaus kein Grund vorliegt, für alles, was als Löss bezeichnet wird, eine und dieselbe Entstehungsart anzunehmen. Löss ist aber nur ein petrographischer, kein genetischer Begriff.

Das Lössvorkommen, von dem aber hier die Rede ist, lässt sich längs des ganzen Südrandes des Oberen Geschiebemergels verfolgen, von diesem nur durch eine mehr oder minder breite, sandige Zone, die des Oberen Diluvialgrandes (über Unterem Spathsand), dessen Beziehung zum Löss und Diluvialmergel — weil gröberes, deshalb dem Oberen Mergel näherliegendes Material — auf der Hand liegt, getrennt, und zieht sich von Schlesien durch die Lausitz bis in das Königreich Sachsen, umschlingt in der Provinz Sachsen, wo er bis an das Ohrethal nach Norden reicht, den Harz auf beiden Seiten, und erstreckt sich alsdann, immer der mitteldeutschen Bergkette im Norden sich anlehnend, über das Münstersche Becken nach Holland und Belgien bis zur Nordsee; überall bezeichnet der Löss also das Abzugsthal der mit den Gletscher-

---

[1]) Vergl. Geikie, Prehistoric Europe, 1881, p. 162.

strömen vereinigten, aus dem mittleren Deutschland kommenden Flüsse.

Die für den Löss Norddeutschlands gegebene Erklärung, welche wohl aus den Grenzen der blossen Möglichkeit hinausgeht, spricht sich nur über dessen Herkunft, über seine eigenthümliche und zonenartige Verbreitung und auch noch über sein räthselhaftes Vorkommen in beträchtlicher Höhe über den heutigen Flussspiegeln aus, nicht so ohne Weiteres wagt sie sich an die Deutung der merkwürdigen physikalischen Beschaffenheit des Lösses, an den (vielleicht nur scheinbaren) Mangel der Schichtung und das lockere, poröse Gefüge. Damit ist es eigene Sache und es ist immerhin nicht undenkbar, dass dabei bestimmte, bisher nicht näher erkannte Umstände mitgeholfen haben. Dagegen macht das Vorkommen von Landschnecken im Löss bei Annahme der fluviatilen Entstehung der Deutung keine grösseren Schwierigkeiten als umgekehrt die Süsswasserconchylien der Richthofen'schen Theorie.

Wenn demnach bei dem am Rande der jüngsten Moränenablagerung Norddeutschlands lagernden Lössgürtel gerade die auffälligste und den subaërischen Ursprung am meisten erfordernde und alsdann dieser Erklärungsweise wieder Vorschub leistende Eigenthümlichkeit — das Vorkommen des Lösses in beträchtlichen und stetig wechselnden Höhen über der Sohle der Flussthäler und sonstiger Bodensenken —, wenn also diese Eigenthümlichkeit aus einem andern und für den in Rede stehenden Löss näher liegenden Gesichtspunkte, nämlich unter Bezugnahme auf die doch nun einmal nicht wegzuleugnende Abhängigkeit von einstigen oder noch gegenwärtigen Flussthälern hergeleitet werden kann, dann muss es auch wohl in Betracht gezogen werden, ob nicht auch seine physikalische Struktur als eine einfache Folge von aus entgegengesetzter Richtung aufeinander stossenden, mit Schlamm reichlich beladenen Strömen und deren wiederholt seebeckenartig erweitertem Abzugsthale hingestellt werden könnte.

Auch andere nicht minder triftige Gründe lassen sich gegen eine Verallgemeinerung der äolischen Lösstheorie erheben. So ist jüngst von Uhlig in einer für die Quartärgeologie wichtigen

Arbeit »Ueber die geologische Beschaffenheit eines Theiles des westgalizischen Tieflandes« [1]) darauf aufmerksam gemacht, dass ausser für den karpathischen und subkarpathischen Löss auch für den der podolischen Platte mancherlei Beobachtungen zu Ungunsten jener Theorie sprechen. »So lässt sich der Uebergang der Lössterrasse nördlich von Sokal in ziemlich grobkörnigen Sand, das Vorhandensein zahlreicher Sandnester mit fluviatiler Schichtung in den unteren Lösslagen, das Vorkommen von Lösslinsen in Sand, kurz die innige Verknüpfung der offenbar fluviatilen schotterig sandigen (nordische Geschiebe führenden) Unterlage der Lössterrasse mit Löss selbst, endlich die horizontalen Schnüre mit gerundeten Kreidebrocken im Plateaurandlöss und besonders der Reichthum des Lösses an gerundeten, verhältnissmässig grossen Kreide- und Sandkörnchen und Foraminiferen mit der äolischen Theorie schwer vereinbaren« [2]), und er betont ferner richtig, dass, wenn man den Absatz der flach ausgedehnten Diluvialsand-Decken, der in der nordostgalizischen Tiefebene dem Löss bei Weitem vorwiegt, auf einen zweifellos fluviatilen Ursprung zurückführt, wie es doch geschieht, es dann nicht minder schwierig sei, auch den Löss als einen fluviatilen Absatz zu erklären. Diese und andere Einwände UHLIG's gegen den subaërischen Ursprung des Lösses sind aber um so charakteristischer und beweisender, als kurz vorher TIETZE [2]) in der eingehendsten Weise alle Momente für die ausschliessliche Anwendbarkeit der RICHTHOFEN'schen Theorie hinsichtlich des Lösses im selben Gebiet dargelegt hatte.

Aber sehen wir zum Schluss noch einmal von der immer noch nicht zur Ruhe gelangenden »Lössfrage« ab, so giebt das Factum der räumlichen Abhängigkeit des norddeutschen Lösses von der Verbreitung des Oberen Geschiebemergels Veranlassung, in Norddeutschland und über dessen Grenzen west- und ostwärts

[1]) Jahrb. d. Kais. Königl. geol. Reichsanstalt, 1884, Bd. XXXIV.

[2]) l. c. S. 213.

[3]) Die geognost. Verhältnisse der Gegend von Lemberg. Jahrb. d. Kais. Königl. geol. Reichsanstalt 1882, Bd. XXXII.

hinaus auf Grund des zonenartigen Vorkommens jener Diluvialgebilde 3 Regionen zu unterscheiden, nämlich

1. die Region des Oberen Diluvialmergels, die vor Allem das Gebiet des baltischen Landrückens begreift, aber je mehr nach Osten um so mehr südlich über denselben hinübergeht.

2. die Region des Diluvialsandes (bestehend aus Geröllen, Granden und Sanden des Oberen auf dem Spathsande des Unteren Diluviums). Ihr fällt das Gebiet des südlicheren der beiden Landrücken im norddeutschen Flachlande zu, d. h. der Lüneburger Haide, des Flämings, der Trebnitzer Berge etc. Diese Sandzone ist es, der jene Ablagerung entspricht, die in den Niederlanden als sable campinien (Dumont) oder zanddiluvium (Staring) oder diluvium remanié (Winckler) bezeichnet worden ist.

3. die Region des Lösses in ihrer Ausdehnung bis an die mitteldeutsche Bergkette und ihrer östlichen Verbreitung über Galizien hinaus bis in die Ukraine. In den Niederlanden gehört ihr das Terrain des limon hesbayen an.

Die Wachsenburg bei Arnstadt in Thüringen und ihre Umgebung.

Von Herrn **E. E. Schmid** in Jena.

(Hierzu Tafel XXI.)

I. Topographie.

Der Wachsenburg bei Arnstadt gebührt ein Ehren-Platz unter den klassischen Stellen Thüringens in historischer, wie in landschaftlicher Beziehung und ganz besonders in geologischer.

Die Burg, welche ihren kegelförmigen Gipfel krönt, bildet mit den Burgen bei Wandersleben und bei Mühlberg die Gruppe der drei Gleichen, welche mit nahe gleicher Meereshöhe, nämlich 414, 369 und 358 Metern, die Thalweitung des Weidbaches, dessen mittlere Höhe etwa 264 Meter ist, umgeben und nicht blos diese, sondern auch die tieferen und weiteren Thalauen der Apfelstedt im Norden und der Gera im Osten und zugleich den uralten Verbindungsweg zwischen Rhein und Elbe, oder zwischen Frankfurt a/M. und Leipzig beherrschen.

Die drei Gleichen sind die Ur- und Stammsitze des nach ihnen benannten Grafen-Geschlechts, welches wohl so alt ist, wie der Stamm der Thüringer und in die Geschichte dieses Stammes während des Mittelalters mächtig eingegriffen hat. Man kann sich schon deshalb nicht darüber verwundern, dass sich den Gleichen ein besonderes Interesse zugewendet hat, namentlich während der

bereits nahe zwei Menschenalter hinter uns zurückliegenden Schwärmerei für das Ritterthum des Mittelalters, in dem man die Blüthe des deutschen Volksthums verehren zu müssen wähnte. Dazu kommt noch der, wenn auch vielleicht nur durch sagenhafte Ausschmückung, wunderbare Verlauf der Geschicke der Grafen von Gleichen, der sich einer dichterischen Bearbeitung ganz besonders empfahl und eine solche auch in ausgezeichneter Weise gefunden hat. Gewiss gehört »der Graf von Gleichen und seine zwei Frauen« zu den anmuthigsten Erzählungen von Musäus, die durch ihn zu den Mährchen des deutschen Volkes geworden sind. Gewiss war es ein glücklicher Griff Freitag's, die freiere Dichtung »der Ahnen« an dieses Grafengeschlecht anzuknüpfen von derjenigen Urzeit an, während welcher die Bildung der neueren deutschen Stämme und damit auch des thüringischen sich vollzog.

Die Wachsenburg ist soweit erhalten, dass ein Castellan stetig in ihr wohnt, und dem Besucher Unterkunft und Labung bietet. Die Burg bei Wandersleben oder Schloss Gleichen ist seit geraumer Zeit dem Verfall anheim gegeben, aber man übersieht Umfang und Zusammenhang der Gebäude noch recht gut; an den Innenwänden hat sich der Abputz noch erhalten. Die Burg bei Mühlberg ist völlig Ruine und besteht nur noch aus zerbröckelnden Steinwänden.

Die Gruppe der Gleichen zieht die Aufmerksamkeit der Beschauer auf sich aus Nah und Fern; aus der Nähe übt die perspectivische Verschiebung derselben gegen einander einen eigenthümlichen Reiz aus, besonders längs der Chaussee von Dietendorf nach Gotha, zwischen dem ersten Ort und Gross-Rettbach; auch von vielen fernen Orten aus übersieht man gleichzeitig alle drei Gleichen und wenn auch aus weiter Ferne die beiden niedrigeren Schloss-Gleichen und Mühlberg unter den Rücken der benachbarten Hochflächen verschwinden, bleibt doch die leicht kenntliche Kuppe der Wachsenburg als eine wahre Landmarke, namentlich von S. her, sichtbar. Die Aussicht ist von allen drei Gleichen aus weit und schön, am weitesten aber und am schönsten von der Wachsenburg aus. Der Blick schweift über weite Niederungen und flache Hügelzüge hinweg zu theils flach, theils steil abfallenden

Hochflächen, Bergkämmen und Gebirgsketten. Die Niederungen und flachen Höhenzüge sind grösstentheils überackert; nur die tiefsten, schon bei gewöhnlichem Wasserstande durchfeuchteten Stellen werden von Wiesen eingenommen; Feldhölzer ziehen sich, weder breit noch weit, über einige Höhen und an einigen Abhängen hin. Auch die Hochflächen und ihre flacheren Abhänge sind zum grösseren Theile beackert, zum kleineren bewaldet, nur zum kleinsten Theile liegen sie öde; ihre steileren Abhänge sind grösstentheils bewaldet, kleinstentheils felsig. Die ferneren Gebirgsketten zeigen die dunkele Farbe des geschlossenen Waldes.

Vorzugsweise die Wachsenburg lohnt die Mühe des Aufstiegs durch eine reiche Aussicht, die ausser den drei Städten Erfurt, Gotha und Arnstadt zahlreiche Dörfer umfasst. Zwar von N. über NO. nach O. wird der Horizont einförmig begrenzt durch die nahe gelegene Alacher Höhe, den Steigerwald und Riechheimer Berg, tritt auch gegen SO. nicht bedeutend weiter zurück, und wird wiederum gegen S. durch einige, noch immer dem Thüringer Becken angehörige Bergrücken eingeengt; zwischen SW. und NW. aber erweitert er sich beträchtlich. Die Kette des Thüringer Waldgebirges mit dem Schneekopfe und Inselsberge hebt sich empor; daran schliesst sich die Wartburg und die Hörselberge und weiter der Kamm der Hainleite mit dem Possenthurm an, über welche hinaus bei sehr günstigem Wetter der Brocken sichtbar ist.

Der Vorzug der Aussicht von der Wachsenburg vor der von den zwei anderen Gleichen beruht weniger auf ihrer grösseren Höhe, als auf ihrer freieren Lage. Ihre kegelförmige Kuppe macht nahe die Hälfte ihrer Erhebung über die Thalweitung des Weidbachs aus. Dieser Kegel aber hat eine breite, vielfach eingeschnittene Unterlage, welche zunächst auf der NO.-Seite scharfkantig gegen NW. vorspringt, und sich im Rothen Berge, wiederum bis auf 388 Meter erhebt; dann schliesst sich an die SW.-Seite ein anderer schmaler Vorsprung ebenfalls gegen NW. an; an der SO.-Seite ziehen sich drei stumpfere Vorsprünge mehr gegen OSO. herab. So erzeugt sich eine Mehrzahl von Einbuchtungen, die sich zum Theil schluchtartig von NW. und SO. her zu dem Fusse der kegelförmigen Kuppe hinaufziehen; unter ihnen sind die zwischen der

Wachsenburg und dem Rothen Berge gelegenen die ansehnlichsten.

Die Fundamente aller drei Gleichen ruhen in einem recht eigenthümlichen Sandsteine, den man von seinem wichtigsten Vorkommen am grossen Seeberge zwischen Dietendorf und Gotha als Seeberger Sandstein bezeichnet. Dieser Sandstein nimmt jedoch nur die schmalen Kuppen ein, während die Abhänge bis zum Fusse aus oberem und mittlerem Keuper bestehen. Namentlich an der Wachsenburg finden sich diese beiden Formations-Abtheilungen so vollständig entwickelt und so zusammenhängend aufgeschlossen, wie an keiner anderen Stelle Thüringens. Der untere Keuper tritt zwar nur als schmaler Streif in nächster Nähe der Wachsenburg auf, bietet aber in der ganzen Gegend eine ungewöhnliche und reiche Entwickelung.

Auch oberer und mittlerer Muschelkalk sind in Folge starker Faltung der Wachsenburg sehr nahe gerückt, sowohl von NNO., als auch von SSW. her.

Dieselbe Faltung verleiht der Wachsenburg ihre freie Lage und zugleich ein weiteres geologisches Interesse; sie ist vorzüglich geeignet, den Faltungsprocess aufzuklären nicht nur des Thüringer Beckens, sondern auch des Thüringer Waldgebirges.

Zwischen dem Absatze des Seeberger Sandes, der dem unteren Rhät entspricht, und der einebnenden Ausfüllung der Aue des Weidbachs oder des Ried verging eine ungemessen lange Zeit ohne positive Spuren von sich an der Wachsenburg zu hinterlassen. Die Bildung des Ried verbindet das obere Diluvium stetig mit der Gegenwart.

II. Schichtenfolge.

Beschränkt man die weitere Umgebung der Wachsenburg auf den Raum zwischen Arnstadt im OSO. und dem mittleren Ried im WNW., zwischen Bittstedt im SSW. und Rehstedt im NNO., die nähere Umgebung mit einiger Abrundung auf den Raum des beigegebenen Kärtchens, und endlich die nächste Umgebung auf die Bergpartie der Wachsenburg und des Rothen Berges, welche

durch einen flach eingebogenen Rücken mit einander verbunden sind, so liegt der Buntsandstein ganz ausserhalb, während der untere Muschelkalk sich in den weiteren Umgebungen ansehnlich ausbreitet, der mittlere und obere wohl in die nähere, aber nicht in die nächste Umgebung hereinreichen, innerhalb welcher letzteren nur Keuper und unteres Rhät zu finden ist. Jungdiluviale und recente Bildungen nehmen selbständig alle flachen Niederungen ein.

Muschelkalk.

Im SSW. von Arnstadt und Gotha hebt sich der Muschelkalk mit allmählich ausstreichenden Schichtenköpfen gegen das Waldgebirge zur Bodenfläche empor und bildet eine bis über 1 Meile breite, von vielen Falten durchzogene, von vielen Erosionsfurchen durchschnittene Zone. Sie zeigt wesentlich dieselbe Gliederung des Muschelkalks, welche man entlang der Saale und sonst im östlichen Thüringen vorgefunden hat. Auch der untere Muschelkalk mit seinen beiden Haupthorizonten, dem Terebratulakalk und dem Schaumkalk, zeigt sich nach demselben Typus entwickelt. Derselbe tritt aber nur am Pfennigsberg in die weitere Umgebung der Wachsenburg ein und bedarf deshalb für diesen Zweck keiner Ausführung. Auf den Rücken der beiden von OSO. nach WNW. streichenden Bergzüge, zwischen denen die Wachsenburg liegt, treten steil aufgerichtete bis übergekippte Schichten des mittleren und oberen Muschelkalks auf, welche demnach bereits den näheren Umgebungen der Wachsenburg angehören.

Mittlerer Muschelkalk. — mm —

Die Hauptmasse des mittleren Muschelkalks macht, wie gewöhnlich, lichter, mürber, dolomitischer, plattig- bis schiefriggeschichteter Kalk aus; derselbe ist meist dicht, mitunter zuckerkörnig, seltener zellig, auf den Schweinsbergen zwischen Plaue und Gossel, die allerdings bereits ausserhalb der vorhin abgegrenzten weiteren Umgebungen der Wachsenburg liegen, auch oolithisch. Organische Reste haben diese dolomitischen Kalke auch in weiterer Entfernung von der Wachsenburg noch nicht ergeben.

Längs des in NNO. der Wachsenburg streichenden Bergzugs ist Gyps reichlich eingelagert, namentlich am Kalkberge, der zwischen Haarhausen und Arnstadt, also noch innerhalb der weiteren Umgebung der Wachsenburg liegt; ein weiter Steinbruch entblösst sie und lässt einen fast bruchlosen Faltensattel erkennen, dessen Flanken nahe senkrecht stehen; seine Mächtigkeit ist jedoch nicht genau anzugeben, weil der Uebergang aus den dolomitischen Kalken durch dolomitische Kalkmergel und Gypsmergel in Gyps ein sehr allmählicher ist. Auch lassen die möglichen Beobachtungen unentschieden, ob damit auch die Gyps-Einlagerungen zu beiden Seiten der Einkerbung des Höhenzugs, vor welcher Haarhausen liegt, und ferner diejenigen nahe der Einkerbung, durch welche der Weidbach ausfliesst, einheitlich und stetig zusammenhängen. Der Gyps ist schuppig-krystallinisch bis dicht, rein bis mergelig; Mergel umhüllen ihn und wechsellagern mit ihm.

Von dem ehemaligen Steinzalz-Gehalte des mittleren Muschelkalks legen seine zelligen Entwickelungen Zeugniss ab; ihre verzogen-cubischen Cavernen waren hier, wie durch ganz Thüringen, ehemals von Steinsalz-Krystallen eingenommen. Gegenwärtig aber sind dieselben nur noch in grösserer Tiefe unter der Oberfläche mit Steinsalz erfüllt und ebenso die Gyps-Mergel und Gypse von Steinsalz begleitet. Das Bohrloch der etwa $^3/_4$ Meilen von der Wachsenburg entfernten Saline Arnshall hat dies nachgewiesen.

Oberer Muschelkalk. — mo —

Die untere Abtheilung des oberen Muschelkalks, der Striatakalk — **mo**1 —, streicht durch die volle Länge der Bergzüge, zwischen denen sich die Wachsenburg erhebt, hindurch. Er ist in der für das innere Thüringen typischen Weise entwickelt als eine etwa 5 Meter mächtige Folge harter Kalkplatten; dieselben sind an einzelnen Stellen versteinerungsreich und schliessen dann am häufigsten Schalen von *Terebratula vulgaris*, schon seltener von *Lima striata*, am seltensten Reste von *Encrinites liliiformis* ein, nehmen auch oolithische Gebilde in sich auf und werden zu eigentlichen Oolithen; wo sie stark gefaltet und gepresst sind — und das sind sie an sehr vielen Stellen, — werden sie zu einem

sehr festen, von vielen Kalkspath-Adern durchzogenen Gesteine, dessen organische Einschlüsse wegen sehr inniger Verbindung mit der Gesteinsmasse schwer bestimmbar sind.

Von der oberen Abtheilung des oberen Muschelkalks, den Nodosen-Schichten — **mo2** —, finden sich längs der beiden Bergzüge nur die unteren vor, welche hier wie gewöhnlich aus Platten und Schiefern von Kalk und Mergel zusammengesetzt sind, mit den gewöhnlichen organischen Ueberresten, als Schalen von Gervillien, Pectiniten und Terebrateln, ohne jedoch den Horizont der *Terebratula vulgaris* var. *cycloïdes* Zenk. zu erreichen.

Innerhalb der Muschelkalk-Zone, welche südlich von der Lage der Wachsenburg, vor dem Fusse des Waldgebirges hinzieht, z. B. auf den Hochflächen der Horst und der Hardt, fehlen auch diese nicht; die höchsten Schichten aber des Muschelkalks, z. B. die schaligen Sandsteine mit Fischresten, und die eigentlichen Grenzglieder gegen den Keuper, helle, kalkige und thonige Schiefer, auch grobkörnige Sandsteine sind auch hier noch nicht aufgefunden.

Keuper.

Die Wachsenburg liegt am südlichen Rande des fruchtbaren, aber einförmigen mittelthüringischen Gebietes, welches der Keuper bis auf einzelne emporgehobene Faltensättel älteren Gesteins einnimmt, innerhalb dessen die vollständigste und zugleich mächtigste Entwickelung desselben zu erwarten ist. Diese Erwartung verwirklicht sich weniger in lithologischer, als in palaeontologischer Beziehung.

Unterer Keuper.

Als ich [1]) vor länger als zehn Jahren meine durchaus auf eigener Anschauung beruhenden Untersuchungen über den unteren Keuper des östlichen Thüringens zusammenfasste, fand ich mich veranlasst, ihn in vier lithologisch verschiedene Abtheilungen zu bringen, welche ich von unten nach oben zählend, als: Kohlen-

[1]) E. E. Schmid, Ueber den unteren Keuper des östlichen Thüringens. Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten. Bd. 1, Heft 2.

letten, graue Sandsteine, lichte Mergel und Grenzdolomit bezeichnete. Nun liegt allerdings die Wachsenburg schon jenseits desjenigen Meridians — 29° 40′ —, den ich willkürlich und zufällig als Grenzscheide des östlichen und westlichen Thüringens annahm, aber doch nicht weit ab davon und schon deshalb darf man erwarten, dass sich ihre Umgebung lithologisch derselben Abtheilungsweise unterordnet.

Tegetmeyer [1]) hat dieselben Abtheilungen unter denselben Namen seinen Beiträgen zur Kenntniss des Keupers im nördlichen Thüringen zu Grunde gelegt. Er beruft sich dabei nicht auf mich, sondern sagt: »der untere Keuper« — selbstverständlich des nördlichen Thüringens — »theilt sich trotz vielfacher Schwankungen seiner petrographischen Beschaffenheit nach im Allgemeinen von selbst in vier Abtheilungen und zwar von unten nach oben in 1) Kohlenletten, 2) Grauer Sandstein, 3) lichte Mergel, 4) Grenzdolomit«. Auch ich trage kein Bedenken diese vier Abtheilungen auf ganz Thüringen im Norden des Thüringer Waldgebirges zu beziehen.

Die geologische Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten vereinigt die drei unteren Abtheilungen unter dem Namen Kohlen-Keuper. — **ku1** — Diese Vereinigung ist praktisch durchaus zweckmässig, weil die Scheidung, an sich nicht überall gleich bestimmt, wegen unzureichender Aufschlüsse nur mittelst stellenweise weitgreifender Ergänzungen möglich gewesen

---

[1]) Aug. Tegetmeyer, Beiträge zur Kenntniss des Keupers im nördlichen Thüringen (Taf. 6 und 7) in Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften. Redigirt von Giebel. Neue Folge 1876, Bd. XIII, S. 405—484. Auf die Tafeln ist im Texte nicht verwiesen, ich besorge jedoch nicht, sie auf unrichtige Stellen bezogen zu haben. Tegetmeyer lebte — wie ich aus sicherer Quelle weiss — bereits nicht mehr, als seine Abhandlung veröffentlicht wurde; er kann mir Nichts entgegnen; ich aber bin überzeugt, dass ich ihm kein Unrecht thue, indem ich seine Abhandlung im Wesentlichen für eine Compilation erkläre. Ich werde ihn nur da, aber auch stets da citiren, wo ich seine Angaben für originell und authentisch halten kann und dies ist in einer wichtigen Beziehung zu dem oberen Keuper, nämlich bei dem Semionotus-Sandstein, der Fall. Tegetmeyer hat meine über den thüringischen Keuper veröffentlichten Angaben — allerdings ohne meiner in jedem einzelnen Falle besonders zu gedenken — so vollständig ausgebeutet, dass mir seine Abhandlung die Zusammenfassung derselben erleichtert hat.

wäre. Der Grenzdolomit — ku_2 — hingegen tritt trotz seiner verhältnissmässig sehr geringen Mächtigkeit in fast stetem Zusammenhange deutlich hervor.

Die Aufschlüsse über den unteren Keuper, welche die Umgebungen der Wachsenburg darbietet, reichen zur vollen Erkenntniss seines Wesens nicht aus. Viel ausgiebiger sind diejenigen, welche sich zwischen Molsdorf, Dietendorf, Gr. Rettbach und Cobstedt in etwa 1 Meile weiter Entfernung vorfinden. Da ich die Annahme einer wesentlichen Verschiedenartigkeit nicht begründet oder sogar gefordert finde, erscheint mir ein Eingehen auf die letztere unerlässlich.

Kohlenkeuper. — ku_1 —

Ein allerdings durch starke Faltung sehr gestörtes Profil des Kohlen-Keupers bietet eine Abschürfung oberhalb Haarhausen unmittelbar zur Linken des Fahrweges nach Holzhausen; nach Maassgabe dieses Profils würde seine Mächtigkeit nicht viel über 10 Meter betragen. Ein so geringer Betrag legt die Vermuthung nahe, dass das Profil nicht vollständig bis zur unteren Grenze reiche, oder dass die Faltung mit einer Zusammenquetschung verbunden gewesen sei. In nicht weiter Entfernung, an den Abhängen zwischen Dietendorf, Ingersleben und Molsdorf ergiebt sich mit ziemlicher Sicherheit ein Betrag von 38 Metern, wie er sich auch an anderen ost-thüringischen Orten darstellt, der jedoch immer noch unter dem wahrscheinlichen Mittelmaasse liegt.

Die unterste Abtheilung des Kohlenkeupers, diejenige der Kohlenletten beginnt in dem eben angeführten Profile bei Holzhausen mit meist ockrigen Letten und Sandstein-Schiefern, welchen dickplattige mergelige Dolomite folgen; sie schliessen mit dunkelgrauen bis schwarzen sehr dünnblätterigen, fragmentare Pflanzenreste einschliessenden Letten. Ein eigentliches Kohlenflötz findet sich hier nicht vor, wohl aber in nächster Nähe jenseits des Baches, wo es auf dem Boden eines Steinbruchs unter dickbänkigem Sandstein hervortritt; ein ähnliches Kohlenflötz streicht an der Uferbank über der Gera gegenüber Ichtershausen aus. Eigentliche Kohlenflötze aber, die zu Abbau-Versuchen Anlass gegeben haben,

sind weiter entfernt, gegen W. bei Mühlberg, gegen NO. bei Salomonsborn, gegen OSO. zwischen Branchewinde und Hausen; der Abbau ist aber an allen diesen Orten längst aufgegeben.

Was die Letten und andere Gesteine der Abtheilung der Kohlenletten nicht nur, sondern auch des unteren Keupers überhaupt vielorts dunkelgrau bis schwarz färbt, sich auch mitunter als Lettenkohle selbständig ausscheidet, ist Humus, der sich zwar in Ammoniak nur wenig, aber in kohlensaurem Natron und Kalihydrat besonders bei Erwärmung reichlich mit dunkelbrauner Farbe auflöst und aus dieser Auflösung durch Chlorwasserstoffsäure unter fast vollständiger Entfärbung derselben in sehr voluminösen Flocken wieder ausscheidet. Daran schliesst sich auch die mürbe bis pulverige, braune bis schwarze Ausfüllung der zwischen den Pflanzen-Abdrücken und Pflanzen-Steinkernen bestehenden Hohlräume an; sie ist ein Gemenge von Humus mit mehr oder weniger Eisenoxydhydrat, auch Eisenkies und dem umschliessenden Gestein.

Wie das Haarhausener Profil dickplattige mergelige Dolomite dem Letten untergeordnet zeigt, so auch gegenüber Ichtershausen, am jenseitigen Ufer-Abhang der Gera oberhalb der Brücke mit einer Gesammt-Mächtigkeit von etwa $3^1/_2$ Metern; hier sind ihnen zwei nahe je 1 Meter starke Bänke untergeordnet, auf welchen man einen noch nicht ganz verfallenen Bruch zur Gewinnung von Chaussee-Steinen betrieben hat. Die Bänke enthalten als Auskleidung von Cavernen und Klüften, den aus einer Abhandlung von G. Rose [1]) bekannten Aragonit. Das Vorkommen des Aragonites im thüringischen Kohlenkeuper ist übrigens nicht auf diesen Ort und auf diese Abtheilung beschränkt, sondern wurde von mir [2]) auch anderwärts nachgewiesen, während es bis jetzt weder im oberen und unteren Muschelkalke, noch im Buntsandsteine, noch im mittleren und oberen Keuper Thüringens wahrgenommen wurde. Im mittleren Muschelkalke von Lengefeld

[1]) Ueber die heteromorphen Zustände der kohlensauren Kalkerde. Abhandl. der Königl. Akad. der Wissenschaften zu Berlin 1856, S. 11 und 40.

[2]) E. E. Schmid, Ueber den unteren Keuper des östlichen Thüringens in Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, Bd. I, Heft 2, Berlin 1874, S. 15.

zwischen Blankenhain und Remda und von Rastenberg habe ich [1]) nur Schaumkalk, als Pseudomorphose von Aragonit nach Gyps nachgewiesen.

Die eigenthümliche Kalkbank, welche ich [2]) als eine bemerkenswerthe Einlagerung zwischen die obersten Glieder des Kohlenlettens vor bereits geraumer Zeit hervorgehoben habe, reicht, wenn auch nicht bis an den Fuss oder die Umgebung der Wachsenburg, so doch bis in ihre Umgegend, nämlich bis an die Abhänge der Höhen von Alach gegen die Apfelstedt. Wie zwischen Guthmannshausen und Hardisleben, zwischen Nieder-Trebra und Eschrode und zwischen Oberweimar und Umpferstedt stellt sie sich im Wesentlichen als ein Conglomerat von Muschel-Schalen und als ein nur wenig Eisenoxydul und Talkerde haltiges Kalkerde-Carbonat dar im Gegensatze zu den nur Abdrücke oder Steinkerne von Muscheln führenden dolomitischen Gesteinen des Keupers. Die Muscheln sind jedoch hier so weit verdrückt und zerbrochen und so fest mit einander verbunden, dass an ihre Isolirung und Bestimmung nicht zu denken ist, während bei Guthmannshausen noch viele wohlerhalten, und namentlich *Myophoria Struckmanni* und *M. Goldfussi* sicher bestimmbar sind [3]). Zwischen den Muschelschalen liegen ebenfalls fest eingeschlossen, Reste von Fischen — Zähne, Schuppen und Flossenstacheln, auch andere Skelett-Theile —, deren Rundung und Glättung die Vermuthung nahe legt, dass sie vor ihrer Ablagerung dem ätzenden Verdauungssafte eines Thieres ausgesetzt waren, also aus verspülten Excrementen herrühren. Die Fischreste sind mitunter so häufig, dass man das Gestein als ein Bone-bed bezeichnen könnte, wenigstens mit demselben Rechte, mit welchem gelegentlich verschiedene Schichten der grauen Sandsteine an einzelnen Orten, oder auch verschiedene Ockerdolomite und der Semionotussandstein des oberen Keupers so bezeichnet worden sind; das meiste Recht auf diese Bezeichnung wird jedoch

[1]) E. E. Schmid, Der Muschelkalk des östlichen Thüringens. Der Versammlung der Deutsch. geol. Ges. zu Jena am 13. bis 16. August 1876 vorgelegt, S. 8.

[2]) E. E. Schmid, Ueber den unteren Keuper d. westl. Thüringens, S. 34.

[3]) Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten Blatt Buttstädt 1872, S. 6.

in der thüringischen Trias immer der schalige Sandstein der oberen Nodosen-Schichten behalten, deren zahlreiche und mannichfaltige Fischreste ich[1]) schon im Jahre 1861 beschrieb.

Zwischen Ingersleben und Schmira, nahe zur Rechten der Stelle, wo der Fahrweg, der beide Orte verbindet, über die Kante zwischen dem unteren, steileren und dem oberen, flacheren Abhange hinwegführt, werden Steinbrüche auf diese Einlagerung betrieben; sie liefern hier dünne, unebene Platten, welche parallel der Schichtung von zarten Kalkspath-Lamellen durchzogen werden. Zwischen dem — jetzt abgelassenen — Apfelstedter See und Cobstedt liegen Scherben von ihr reichlich im Boden, deren Farbe zu Folge glaukonitischer Einschlüsse in das Grüne zieht.

Die mittlere Abtheilung des Kohlen-Keupers, diejenige der grauen Sandsteine ist verhältnissmässig am mächtigsten entwickelt, und zugleich am vollständigsten aufgeschlossen, nicht nur in der näheren, sondern auch in der nächsten Umgebung, nämlich am Fusse der Wachsenburg oberhalb Haarhausen und längs des Fahrweges, der von da nach Mühlberg führt. Dieselbe stellt sich als ein einfaches, d. h. von anderen Gesteinen nur selten unterbrochenes Sandstein-Flötz dar. Die Sandsteine bestehen wie gewöhnlich aus Quarzkörnchen von mittlerer bis geringer Grösse, welche durch ein dolomitisch-thoniges Bindemittel locker cämentirt sind; eingestreute, metallglänzende Glimmer-Blättchen geben ihnen ein schimmerndes Aussehen; das Bindemittel für sich ertheilt ihnen graue bis grünlich-graue, helle Farben, welche aber zufolge humoser Beimengungen mitunter verdunkelt werden, zufolge ferritischer ins Gelbe, Braune, selten in das Rothe übergehen; sie saugen das Wasser begierig auf und werden dann mürbe; deshalb ist ihr technischer Werth ein mässiger.

Die Sandsteine sind meist dünnschiefrig, und zwar vorwaltend concordant, während im übrigen Thüringen discordante und zugleich wellige Querschieferung häufig und recht ausgezeichnet entwickelt ist. Wohl erhaltene Pflanzenreste finden sich namentlich zwischen Dietendorf und Molsdorf in ihnen häufiger als anderwärts.

[1]) E. E. Schmid, Die Fischzähne der Trias. Jena. S. 4. Leopoldinisch-Carolinische Akademie der Wissensch. Jahrgang 1861.

Die obere Abtheilung des Kohlenkeupers, oder die lichten Mergel treten in diesem Gebiete durchaus nicht auffällig, ja kaum selbständig hervor. Sie scheinen wenigstens zum Theil durch Ocker-Dolomite ersetzt zu sein, die sich lithologisch von den Grenzdolomiten nicht wesentlich unterscheiden. Wollte man aber die Ockerdolomite auf der Hochfläche westlich Molsdorf und an der Kante der Abhänge zwischen Dietendorf, Gr. Rettbach, Cobstedt und der Apfelstedt und damit die wichtigen Fundstätten von *Mastodonsaurus* und *Ceratodus* deshalb aus dem Grenzdolomit ausscheiden, weil in ihnen *Myophoria Goldfussi* fehlt, so wäre das ein in mehrfacher Beziehung einseitiges Verfahren. Ohne den Werth der *Myophoria Goldfussi* als einer Leitform in Zweifel ziehen zu wollen, muss ich [1]) die Bemerkung hier wiederholen, dass dieselbe ebensowohl dem Horizonte des Grenzdolomites stellenweise fehlt, als auch ausserhalb desselben vorkommt, und zwar sowohl in tieferen Horizonten, wie bei Tröbsdorf und Hopfgarten zwischen Weimar und Erfurt, als auch in höheren, wie am Streitberge nördlich Cölleda. Bei der geologischen Aufnahme der Blätter Arnstadt und Dietendorf habe ich nicht umhin gekonnt, die eben in Rede stehenden Ockerdolomite als Grenzdolomite aufzufassen, da ich keine wesentliche Veränderung des Bodens, keinerlei Abschnitt zwischen ihren Fundstätten und solchen Stellen wahrnahm, deren Untergrund typischer Grenzdolomit ist.

Auch die eigenthümlichen braunen Hornsteine, welche ich [2]) bereits in der Umgebung von Apolda bei Pfiffelbach, Sulzbach und Stobra an der Grenze zwischen Kohlenkeuper und Grenzdolomit auffand und beschrieb, kommen, wenn auch nicht anstehend zwischen Cobstedt und dem — jetzt trocken gelegten — Apfelstedter See vor, und zwar in den lichteren Varietäten, welche in Chlorwasserstoffsäure, besonders bei Erwärmung stark und anhaltend brausen unter reichlicher Abgabe von Kalkerde mit etwas Talkerde, Thonerde und Eisenoxyd an die Säure und Bildung kleiner rhomboëdrischer Hohlräume. Verwitterte Flächen sind ge-

---

[1]) E. E. Schmid, Ueber den unteren Keuper des östlichen Thüringens, S. 22. Derselbe, Erläuterungen zu Blatt Weimar, S. 7.

[2]) E. E. Schmid, Ueber den unteren Keuper des östl. Thüringens, S. 13.

bleicht und lassen deutlich dünne, durch schwarze Linien getrennte, wellig gebogene Lamellen erkennen.

Grenzdolomit. — ku2 —

Der Grenzdolomit streicht mit flach südwestlich fallenden Schichten am Fuss des rothen Berges aus, er schliesst das mehrfach erwähnte Keuperprofil bei Haarhausen mit steil gegen NO. aufgerichteten, senkrecht gestellten bis übergekippten Schichten ab und geht unter ähnlichen Lagerungsverhältnissen vielorts in den Bau der beiden Bergzüge im NNO. und im SSW. der Wachsenburg über; in weiter, nahe horizontaler Ausbreitung findet er sich aber erst ausserhalb auch der weiteren Umgebung der Wachsenburg, nordöstlich von ihr vom Fusse des Zettelberges aus bis Thörey und Kornhochheim und jenseits der Apfelstedt auf den Alacher Höhen. Derselbe bietet eine lithologisch sehr mannichfaltige und eigenthümliche Entwickelung. An vielen Stellen besteht er aus dem gewöhnlichen, versteinerungsreichen Ockerdolomit, in dem jedoch die Versteinerungen nur als Abdrücke oder Steinkerne erhalten sind, aber z. B. am Fusse des Zettelberges mit einer Vollständigkeit und Schärfe und in einer Fülle, wie kaum an einem anderen Orte; an anderen Stellen geht er in das Dichte oder Breccienhafte über und die Conchylien werden undeutlich und selten oder fehlen ganz. Bei Holzhausen wird er auch oolithisch; aber die Oolithkörner zeigen sich weder schalig noch strahlig, sondern dicht und braundurchscheinend. Seine Farbe schwankt zwischen hellgelb und dunkelbraun. Obgleich seine Mächtigkeit nirgends über 2 Meter beträgt, übt er dennoch einen entschiedenen Einfluss auf die Form der Oberfläche aus, weil er beträchtlich härter und widerstandsfähiger ist, als die Gesteine in seinem Hangenden und Liegenden, und wird aus demselben Grunde an vielen Stellen gebrochen. Die Steinbrüche bleiben aber selten lange offen, sondern werden bald wieder zugeschüttet und sind nach einigen Jahren kaum noch erkennbar.

Die organischen Ueberreste des unteren Keupers.

Bei der geringen Mächtigkeit des unteren Keupers ist es nicht zu verwundern, dass eine Mehrzahl von organischen Formen allen

vier Abtheilungen desselben gemeinschaftlich ist und wiederum bei seiner lithologischen Mannichfaltigkeit im Ganzen wie im Einzelnen ist eine gleichmässige Vertheilung dieser Ueberreste nicht zu erwarten. Die Aufführung derselben für die einzelnen Abtheilungen müsste daher zu Wiederholungen führen und würde doch den Ueberblick wenig aufklären. Wenn TEGETMEYER's derartiger Versuch einen andern Anschein gewinnt, so hat er irrthümlich den grauen Sandsteinen eine grössere Zahl recht interessanter Formen vindicirt.

Die nachfolgende Aufstellung begründet sich nur zum kleineren Theile auf eigene Funde, zum grösseren auf die Sammlungen des Apothekers LAPPE in Neu-Dietendorf und des Arztes Dr. HASSENSTEIN in Ichtershausen; beide sind bereits aus dem Leben geschieden und ich benutze gern diese Gelegenheit, ihren Erben dafür zu danken, dass sie diese Sammlungen dem mineralogischen Museum der Universität Jena überlassen haben. Mit Berufung auf meine bereits mehrfach angezogene Abhandlung über den unteren Keuper des östlichen Thüringens werde ich die literarischen Nachweisungen nicht überall ausführlich wiederholen.

Pflanzliche Ueberreste.

Das nachfolgende Verzeichniss führt nur einen kleinen Theil der Arten auf, welche aus dem unteren Keuper Thüringens bereits bekannt sind, und fügt zu den bekannten keine neuen hinzu. Man hat in der That hier viel weniger gefunden, als namentlich im östlichen Thüringen, aber nicht etwa deshalb, weil weniger davon vorhanden, als weil weniger darnach gesucht worden ist, auch wohl deshalb, weil die pflanzenreichste Abtheilung der Kohlen-Letten technisch weder zur Cäment- noch zur Ziegel-Fabrikation in Anspruch genommen wird.

Araucaroxylon thuringicum (BORNEMANN sp.) findet sich besonders reichlich und vollkommen erhalten in der Abtheilung der grauen Sandsteine, namentlich zwischen Dietendorf und Molsdorf nicht nur humificirt oder in ein Gemenge von Humus, Schwefelkies und Brauneisenstein umgewandelt, sondern auch verkieselt oder in ein Gemenge von Hornstein und Humus umgewandelt.

Der Hornstein, durch den beigemengten Humus schwarz gefärbt, ist freilich nicht so geschlossen, wie derjenige der gewöhnlichen Kieselhölzer, sondern bleibt etwas porös und schliesst humose Partieen ein, aber keine Quarzdrusen und von solchen umschlossene Hohlräume, wie im Keuper bei Eckardsleben zwischen Gotha und Langensalza. Aus der Lappe'schen Sammlung rühren Stammstücke her bis zu $^1/_6$ Meter Durchmesser und $^1/_2$ Meter Länge, und zwar fast vollkommen runde, d. h. vor ihrer Versteinerung nicht verquetschte.

Danaeopsis maranthacea (v. Sternberg sp.), aus kohligem Letten von Mühlberg, stammt ebenfalls aus der Lappe'schen Sammlung.

Equisetites arenaceus (v. Sternberg) ist ein gewöhnliches, leicht auffindbares Vorkommen, nicht nur des Kohlenkeupers, sondern auch des Grenzdolomits, also des gesammten unteren Keupers.

Es dürfte kaum nothwendig sein, hervorzuheben, dass diese drei Arten die Leitformen sind für den unteren Keuper Mitteldeutschlands.

Thierische Ueberreste.

Ausgiebigeres als das Pflanzenreich bietet das Thierreich, darunter auch Neues, wenn auch Weniges, so doch Bedeutsames.

Nothosaurus Cuvieri (Quenst.) wurde von Quenstedt[1]) als eine dem unteren Keuper eigenthümliche Form von *N. mirabilis* (Müll.), der dem mittleren und oberen Muschelkalk angehört, unterschieden. Giebel[2]) und Chop[3]) haben diesen Namen auf thüringische Vorkommnisse angewendet; ich[4]) selbst bezog darauf eine Mehrzahl von Vorkommnissen des östlichen Thüringens. Ohne mich hier auf eine palaeontologisch-selbständige Untersuchung einlassen zu wollen, zu der ich mich eben nicht berufen fühle,

---

[1]) Quenstedt, Handbuch der Petrefactenkunde 1852, S. 134, Taf. VIII, Fig. 16 bis 20.

[2]) Zeitschrift für die gesammte Naturwissenschaften Jahrg. 1856, S. 422 ff., Taf. I, Fig. 2.

[3]) Dieselbe, Jahrg. 1857, S. 127 ff. Taf. IV, Fig. 1 und 2.

[4]) E. E. Schmid, Ueber den unteren Keuper, S. 53.

kann ich doch nicht umhin, zu bemerken, dass hierher gestellte Zähne und Kieferstücke viel näher verwandt sind mit der allerdings beträchtlich später von OWEN[1]) aufgestellten Art des *Mastodonsaurus pachygnathus*.

Mastodonsaurus pachygnathus (OWEN) wurde nach Fundstücken, im Keupersandsteine der Umgebung von Warwick, die sich sämmtlich in dem Warwick-Museum befinden, von OWEN aufgestellt. Ist die Verwandtschaft der thüringischen Funde, namentlich aus der Nähe von Apolda richtig aufgefasst, dann ist dieselbe aber auch auf Funde auszudehnen, die neuerdings in den obersten Nodosen-Schichten, nämlich in den glaukonitischen Kalken unter den schaligen Sandsteinen gemacht wurden. *Mastodonsaurus* greift damit in ältere Schichten der Trias zurück.

Ein Theil der schlechthin als Labyrinthodonten-Zähne und -Panzerstücke bezeichneten Funde dürfte von *Mastodonsaurus Jaegeri* (VON MEYER) zu trennen und zu *M. pachygnathus* (OWEN) zu stellen sein; ich lasse jedoch eine scharfe Grenze dahin gestellt sein.

Mastodonsaurus Jaegeri (VON MEYER). Wenn überhaupt ein wesentlicher Unterschied zwischen *M. pachygnathus* und *M. Jaegeri* besteht, so gehören sicher die grossen Hakenzähne und die breiten starken Panzerplatten zu der letzten Art.

Der wichtigste Fundort für die Mastodonsaurier, die wahrscheinlich in dem obersten Muschelkalk zuerst erscheinen, doch im unteren Keuper recht eigentlich heimisch sind und ihn nicht überdauern, ist in Thüringen die Gegend der Wachsenburg und zwar besonders an zwei Stellen, beide am Rande von Hochflächen gelegen, die eine im SW. von Molsdorf, die andere im NW. von Neu-Dietendorf, rechts über die Chaussee nach Gr. Rettbach. An beiden Stellen wurden Steinbrüche auf einem dickbänkigen Ockerdolomit betrieben, der zwar nicht *Myophoria Goldfussi* enthält und dessen Deutung als Grenzdolomit deshalb angezweifelt werden könnte, der sich aber — wie bereits ausgeführt wurde — so knapp und innig an ihn anschliesst, dass er kartographisch nicht von ihm zu trennen ist. Was in diesen Steinbrüchen gefunden wurde,

[1]) The quaterly Journal of the geological society of London Vol. 30, 5, 417 ff., Taf. XXVI bis XXVIII, 1874.

erhielt der Apotheker LAPPE in Neu-Dietendorf, der die Vorkommnisse von Molsdorf dem Mineralienkabinet zu Berlin spendete, und aus dessen Nachlasse diejenigen von Neu-Dietendorf — Gross-Rettbach an das mineralogische Museum der Universität Jena übergingen. Der Steinbruchsbetrieb hat jedoch an beiden Stellen längst aufgehört; die Brüche sind zugeschüttet, überackert und kaum noch als flache Vertiefungen erkennbar. Eine dritte, von mir nicht wieder aufgefundene Stelle bei Cobstedt, aus der Dr. HASSENSTEIN in Ichtershausen seine, jetzt ebenfalls im mineralogischen Museum der Universität Jena verwahrten Funde bezog, bietet wenigstens lithologisch dieselben Verhältnisse.

Ueber die Vorkommnisse von Molsdorf hat bereits BEYRICH[1]) berichtet. Dazu sind von Neu-Dietendorf—Gross-Rettbach noch ansehnliche Nachträge hinzugekommen, namentlich Panzerstücke, Bruchstücke der Kiefer mit insitzenden Zähnen, einzelne Zähne und Theile des Brustringes. Unter den Vorkommnissen von Cobstedt befindet sich ein ansehnliches Bruchstück der Schädeldecke. Am häufigsten und auffälligsten sind die grossen hakenförmigen Zähne; dieselben erreichen hier bis 85 Millimeter Länge und 33 Millimeter Durchmesser, gehen jedoch damit keineswegs über das Maass hinaus, welches sie bereits im Kohlen-Letten von Apolda und in grauen Sandsteinen von Pfiffelbach bei Apolda haben. Aus dem Kohlen-Letten der Gegend der Wachsenburg ist mir nur ein hierzu gehöriges Panzerstück bekannt — dasselbe wurde nahe Mühlberg gefunden —, aus den grauen Sandsteinen Nichts.

Saurichthys, *Hybodus*, *Acrodus*, *Palaeobates* und andere Fischgeschlechter, deren Zähne, Schuppen, Flossenstacheln, Kopfschilder und andere Skelettheile durch den thüringischen Keuper verbreitet sind, fehlen auch in der Gegend der Wachsenburg nicht. Leider habe ich die Gelegenheit der geologischen Aufnahme der Blätter Arnstadt und Dietendorf nicht zu Sammlungen der Art benutzen können, die für den vorliegenden Zweck ausreichten, und nicht von Andern zusammengestellte Sammlungen vorgefunden.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. II, S. 165 ff., Taf. VI, Fig. 5.

Jedenfalls viel wichtiger ist das Auftreten von *Ceratodus*, dessen sehr eigenthümlich geformten Zähne räthselhaft bleiben mussten, bis sich dieselben in einem Fische wiederfanden, der noch gegenwärtig in den australischen Flüssen lebt. Nach den leicht missdeutigen Zahnformen unterschieden AGASSIZ und PLIENINGER über 20 Arten, und von diesen erkannte BEYRICH [1]) drei — *Ceratodus Kaupi* (PLIENINGER), *C. serratus* (AG.) und *C. runcinatus* (PLIENINGER) — unter den Vorkommnissen von Molsdorf; ich glaubte noch eine vierte — *Ceratodus Kurri* (PLIENINGER) — in einem Vorkommniss des Einschnitts der thüringer Eisenbahn zwischen Tröbsdorf und Hopfgarten erkannt zu haben [2]).

Ceratodus Kaupi (PLIEN.), *C. serratus* (AG.) und eine dem *Ceratodus runcinatus* (PLIEN.) wenigstens nahestehende Form finden sich in der Gegend der Wachsenburg nicht eben häufig, aber doch häufiger als an anderen thüringischen Orten, und zwar in demselben Ockerdolomite bei Molsdorf und Neu-Dietendorf — Gross-Rettbach wie *Mastodonsaurus Jaegeri*. Nach dem jetzigen Stande der Beobachtung sind die fossilen Ceratoden in Thüringen auf die Schichten des oberen Muschelkalkes und des Keupers beschränkt. Die Bemerkung dürfte deshalb am Platze sein, dass *Ceratodus Kaupi* vor kurzem sich auch in den obersten Nodosenschichten, nämlich in den glaukonitischen Kalken unter den schaligen Sandsteinen von Klein-Romstedt zwischen Jena und Apolda vorgefunden hat.

Estheria minuta (v. ALB. sp.) bedeckt, dicht an einander liegend, einzelne Schichtflächen der Kohlenletten, welche oberhalb Neu-Dietendorf auf dem Flussbette der Apfelstedt ausstreichen.

Ammonites (Ceratites) Schmidi (ZIMMERMANN) ist der erste und einzige Cephalopod des thüringischen Keupers. Er fand sich, allerdings nur in einem einzigen, aber wohlerhaltenen Exemplar, in einem echten Grenzdolomit, der am Fusse des Zettelbergs neben dem Wege von Rehstedt nach Sülzenbrück gebrochen war. ZIMMERMANN [3]) hat ihn in die Gruppe des *A. nodosus* und *semipartitus*

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1850, Bd. 2, S. 153 ff., Taf. VII, Fig. 1—4.
[2]) E. E. SCHMID, Ueber den unteren Keuper, S. 57.
[3]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883, Bd. 35, S. 382.

gestellt; Mojsisovics [1]) hob seine Bedeutung hervor als ersten biologischen Anhaltspunkt zur Unterscheidung eines chronologisch berechtigten Abschnitts der Keuperzeit.

Die Gasteropoden treten, wie überall im thüringischen Keuper, so auch hier zurück.

Zu den in Thüringen gewöhnlichen Lamellibranchiern des unteren Keupers, als: *Lucina donacina* (v. Schloth. sp.), *L. Romani* (v. Alb.), *Trigonodus Hornschuhi* (Berger. sp.), *Anoplophora* (*Myacites*) *lettica* (*auct.*), *Myophoria Goldfussi* (v. Alb.), *M. vulgaris* (v. Schloth. sp.), *M. laevigata* (v. Schloth.), *Gervillia socialis* (v. Schloth. sp.), *G. costata* var. *genuina* und var. *modiolaeformis* (v. Schloth. sp.), *Pecten Albertii* (Goldf.), treten einige wichtige neue hinzu.

Unter dem Neuen ist an erster Stelle zu nennen:

Megalodon thuringicus (Tegetmeyer). Wenn ich Tegetmeyer [2]) richtig verstehe, so geschah die Bestimmung nach 12 bis 15 Steinkernen, die er mit dem Fundorte Cölleda, Molsdorf und Haarhausen im palaeontologischen Museum der Universität Halle vorfand. Cölleda und Haarhausen, die ich sehr genau kenne, haben mir davon Nichts ergeben. Die mir vorliegenden Exemplare stammen von Cobstedt, wurden aber auch nicht von mir, sondern von Dr. Hassenstein gefunden. Sie sind zwar blos als Steinkerne, aber gut erhalten; der grösste dieser Steinkerne ist 65 Millimeter lang, 40 Millimeter hoch und 32 Millimeter dick. Indem ich dieselben mit alpinischen Formen, die mir allerdings sehr spärlich zu Gebote stehen, vergleiche, finde ich keinen zureichenden Grund, sie von *M. triqueter* (Wulfen sp.) zu trennen, will mich jedoch mit dieser Aeusserung nicht für deren Identität entscheiden, sondern nur eingehendere Untersuchungen als nothwendig bezeichnet haben, um eine in der That sehr schätzenswerthe Analogie zwischen der oberen Trias Thüringens und der Alpen festzustellen.

[1]) Neues Jahrb. für Min. Jahrg. 1884, Bd. 1, S. 78.

[2]) Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften u. s. w. N. F. Bd. XIII, S. 434, Taf. V.

Tegetmeyer versetzt *Megalodon thuringicus* in die Abtheilung der grauen Sandsteine; er zählt *Mastodonsaurus*, *Ceratodus* u. A. speciell als Vorkommnisse derselben auf und giebt sich dadurch den Anschein, als ob er sie darauf beschränken wolle. Da ich meine Exemplare von *Megalodon* ebenso wenig selbst aufgefunden habe wie Tegetmeyer, muss ich den geologischen Horizont seiner Fundstätte dahingestellt sein lassen, bleibe jedoch bei der Annahme, dass derselbe mit dem Grenzdolomit zusammenfalle, als der naturgemässen stehen. Ueber den geologischen Horizont der von Lappe gesammelten Exemplare von *Mastodonsaurus* und *Ceratodus* habe ich mich bereits mehrfach ausgesprochen; ich halte den Ockerdolomit, in dem sie vorkommen, entweder für den Grenzdolomit selbst, oder für ein sich unmittelbar nach unten an ihn anschliessendes Gestein. Zugleich wiederhole ich, dass *Mastodonsaurus* und *Ceratodus* nicht allein durch den ganzen unteren Keuper verbreitet sind, sondern sogar schon im obersten Muschelkalk erscheinen.

Trigonodus Sandbergeri (v. Alb.)[1]) ist eine zweite, auch wohl nicht bedeutungslose Neuigkeit, die ich, als mit *Megalodon thuringicus* zusammen bei Cobstedt gefunden, aus der Hassenstein'schen Sammlung erhielt.

Die Brachiopoden haben nur einen einzigen Vertreter aufzuweisen in:

Lingula tenuissima (Br.), deren elfenbeinartige Schalen zusammen mit *Estheria minuta* in den Kohlenletten vorkommen, welche auf dem Bette der Apfelstedt oberhalb Dietendorf ausstreichen.

Es verdient noch hervorgehoben zu werden, dass derjenige Grenzdolomit, in welchem *Ammonites Schmidi* eingeschlossen war, zu den schönsten Entwickelungen dieser Abtheilung in Thüringen gehört, sowohl nach Mannichfaltigkeit und Fülle, als auch nach Schärfe der darin enthaltenen Steinkerne.

Die vorstehenden Angaben werden die Behauptung genügend stützen, dass der untere Keuper in der Gegend der Wachsenburg palaeontologisch vorzüglich entwickelt sei.

---

[1]) v. Albert, Ueberblick über die Trias. Stuttgart 1864, S. 126, Taf. 11, Fig. 10.

Mittlerer Keuper.

Dem mittleren Keuper gehört nicht nur ringsherum der Fuss der Wachsenburg und ihre Abhänge, besonders hoch aufwärts gegen NO., nämlich bis zu der Höhe des Kammes, der die Wachsenburg und den Rothen Berg mit einander verbindet, sondern auch ein etwa $^1/_4$ Meile breiter sich von OSO. nach WNW. quer durch das Blatt Arnstadt und beiderseits darüber hinausziehender Streif, innerhalb dessen wie die Wachsenburg, so auch Arnstadt liegt, und im Anschluss daran gegen SW. die Höhe zwischen Holzhausen und Bittstedt und gegen NO. der Zettelberg und das Gelände von Rehstedt bis Wandersleben. Innerhalb dieses Raumes ist der mittlere Keuper wohl vielorts aufgeschlossen, und die Aufschlüsse sind an nicht wenigen Stellen breit, aber doch nicht so zusammenhängend und breit, wie an der Wachsenburg, wahrscheinlich auch nicht so mannichfaltig entwickelt, ohne jedoch weder die Mächtigkeit, noch die Mannichfaltigkeit zu erreichen, welche sich nördlich Erfurt darbietet.

Ein genaues Maass für die Mächtigkeit des mittleren Keupers lässt sich wegen der starken Störung seiner Schichten weder an der Wachsenburg selbst, noch in ihrer näheren Umgebung erhalten. Dieselbe erreicht gewiss nicht 70 Meter und bleibt nicht unter 50 Meter.

Das vorherrschende Gestein des mittleren Keupers ist bunter, meist rother, stets dolomitischer, schiefriger, gewöhnlich dünnschiefriger Mergel, der mit Wasser stark anschwillt und an der Oberfläche unangenehm schlüpfrig, beim Eintrocknen bröcklich wird und von der Oberfläche aus tief aufreisst. Als starke Einlagerungen sind den Mergeln untergeordnet Gyps und Sandstein.

Der Gyps bildet an der Wachsenburg ein einziges Flötz, dessen Mächtigkeit ansehnlich ist, jedoch nicht gleichförmig, grösser im WNW., wo es auch massenhaft, sogar unterirdisch abgebaut wird, als im S. und N., am schwächsten im O., wo sein continuirliches Fortstreichen an der Oberfläche gar nicht nachweisbar ist. Der Gyps ist theils späthig, theils blätterig, theils faserig, theils dicht, rein bis stark mergelig, in dünne Schichten gesondert,

zwischen denen wohl auch mergelige bis lettige Zwischenlagen eingeschaltet sind. In der Nähe der Gypsflötze, sowohl im Liegenden, als auch im Hangenden wird gewöhnlich der Mergel thonreicher, geht auch wohl geradezu in Letten und zwar dunkelgrauen bis schwarzen über.

Die Bezeichnung des mittleren Keupers als Gyps-Keuper ist demnach auch für die Wachsenburg zutreffend, aber die Entwickelung des Gypses steht doch sowohl an Mächtigkeit, als auch nach Zahl der einzelnen Flötze derjenigen anderer Gegenden nach, z. B. des Hügellandes nördlich Erfurt, zur Rechten der Gera, welches fünf Gypsflötze aufweist und darunter drei sehr mächtige[1]).

Sandsteine wiederholen sich in verschiedenen Niveau's, jedoch nur als wenig mächtige und nicht weit ausgebreitete Einlagerungen. Sie sind alle feinkörnig, mürbe und dünnschiefrig, saugen Wasser begierig auf und lassen sich dann leicht zerdrücken. Sie bestehen hauptsächlich aus beinahe staubig vertheiltem Quarz, dem kleine, silberglänzende Glimmerblättchen und Körnchen verwitterten Feldspathes eingestreut sind. Sie brausen in Chlorwasserstoffsäure sehr schwach und die Lösung enthält neben Eisenoxyd und Thonerde wenig Talkerde und nur eine Spur von Kalkerde. Roth- und Braun-Eisenstein dienen als Cäment und bedingen die röthlichen und bräunlichen Farben, carbonatisches Cäment tritt sehr zurück. Thonerde und Talkerde in der Lösung dürften anzeigen, dass die Glimmer- und Feldspath-Reste leicht zersetzbar sind.

Ein unteres Sandstein-Flötz ist angedeutet durch reichlich zerstreute Brocken auf der Höhe zwischen Alt-Dietendorf, Korn-Hochheim und Molsdorf bei der hohen Linde. Dasselbe liegt dem Grenzdolomit sehr nahe.

Demselben Horizont dürfte der Sandstein auf einer Kuppe im NNO. von Seebergen angehören.

Ein oberes Sandstein-Flötz — ψ' — bietet der nordöstliche Fuss der Wachsenburg und des Rothen Berges; dasselbe ist auf zwei Küppchen, zwischen denen und dem Rücken der Wachsenburg und des Rothen Berges sich eine flache Einsenkung ostsüd-

[1]) E. E. Schmid, Erläuterungen zu Blatt Stotternheim, S. 4.

östlich herabzieht, soweit angeschürft, dass man seine Mächtigkeit auf mindestens $1^1/_3$ Meter schätzen kann; er liegt nahe über dem Gyps-Flötz. Zwischen den beiden Küppchen nimmt er zusammenhängend die Feldfläche ein; dann verliert er sich auf längere Erstreckung ganz und erscheint erst wieder in einer Regenfurche am nördlichen Fusse des Rothen Berges; im W. und S. des Rothen Berges und der Wachsenburg konnte ich ihn nicht nachweisen. Organische Reste fehlen ihm nicht ganz, aber er ist doch arm daran; es sind Fischschuppen und Pflanzenabdrücke, sehr vereinzelt und schlecht erhalten. Den besten Aufschluss gewährt das südöstliche Küppchen. Hier ist der dunkelrothbraune Sandstein von glaukonitischen Häutchen durchzogen, die sich gegen das Hangende zu näher an einander legen und ein carbonatisch-incrustirtes — der Sandstein selbst enthält nur wenig oder kein Carbonat — Mergel-Conglomerat umspinnen. Die äusserste Oberfläche des Conglomerates ist fein gefurcht und mit pustelartigen Hervorragungen besetzt, deren organischer Ursprung zwar kaum zweifelhaft, aber doch nicht definirbar ist.

Wie die Gypse, so sind auch die Sandsteine dem mittleren Keuper der Umgebung der Wachsenburg minder zahlreich und mächtig eingelagert als demjenigen der Gegend nördlich Erfurt; denn auf Blatt Stotternheim[1]) sind drei solcher Einlagerungen verzeichnet.

Reine, scheinbar homogene, helle, harte Gemenge von thonigem Silicat und dolomitischem Carbonat, sogenannte Steinmergel fehlen nicht, gewinnen aber keine besondere Bedeutung. Obgleich ich mir viel Mühe darum gab, habe ich weder Bleiglanz führende Bänke derart, wie im Salzschacht bei Erfurt[2]), noch Baryt führende, wie zwischen Ellersleben und Gr. Brembach, bei Krautheim und zwischen Ottstedt und Daasdorf[3]), noch auch solche mit *Corbula*

[1]) E. E. SCHMID, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten. Blatt Stotternheim, S. 5, 1873.

[2]) E. E. SCHMID, Die Gliederung der oberen Trias nach den Aufschlüssen im Salzschacht auf dem Johannisfelde bei Erfurt. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Band XVI, S. 146, 1864.

[3]) E. E. SCHMID, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten. Blatt Cölleda, S. 5, 1873. Blatt Neumark, S. 5, 1873.

keuperina (QUENST), wie zwischen Ellersleben und Gross-Brembach und bei Apolda[1]), welche in Franken wiederkehren und von SANDBERGER[2]) zu einer Parallelisirung des fränkischen und schwäbischen Keupers mit den Raibler Schichten benutzt worden sind, oder solche, die *Myophoria laevigata*, *M. vulgaris* und *M. elegans* einschliessen, als Nachzügler des Muschelkalks, wie bei Millingsdorf[3]). Die Bänke mit *Myophoria Raibliana* (MERIAN) habe ich dabei nicht mit in Frage gestellt, obgleich auch sie zur Begründung der Parallelstellung des mittleren Keupers und der Raibler Schichten angezogen worden sind. Ich kann mich nämlich davon nicht überzeugen, dass *Myophoria Raibliana* (MERIAN) und *M. transversa* (BORNEMANN) specifisch verschieden seien. Die meisten Schalen von *Myophoria transversa* sind so flach, dass zwischen einer rechten und linken kein Wohnraum für die Weichtheile des Thieres übrig ist; und das kann doch kein ursprüngliches Verhältniss sein. Die meisten dieser Schalen tragen deutliche Zeichen einer Verdrückung an sich. Je mehr convex aber die Schalen sind, desto mehr nähern sie sich der Form der *M. Raibliana;* eine ganz aufgeblähte Schale von *Myophoria transversa* gleicht der Schale von *Myophoria Raibliana.* Ist aber diese Deutung richtig, so breitet sich *Myophoria Raibliana* mit *M. transversa* über die Gesammtheit auch des unteren Keupers aus. Die Myophorien gehören ja überhaupt zu den dauerhaften Formen. Das beweist beiläufig auch die Wiederkehr der *Myophoria laevigata*, *M. vulgaris* und *M. elegans* im mittleren Keuper bei Millingsdorf (s. oben), sowie das Auftreten von *Myophoria costata* (ZENK.) im Röth und von *M. Goldfussi* (v. ALB.) im Grenzdolomit, welche zwar sehr beständige, aber doch nur leichte Modificationen von einander sind. Hat man sich darnach mit TEGETMEYER[4]) darüber

[1]) E. E. SCHMID, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten. Blatt Apolda, S. 9 (1872) und zu Blatt 1, Cölleda, S. 5 (1873).

[2]) SANDBERGER, Die Stellung der Raibler Schichten in dem fränkischen und schwäbischen Keuper. Würzburger naturwissenschaftliche Zeitschrift, Bd. VI, S. 34.

[3]) E. E. SCHMID, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten. Blatt Buttstädt, S. 8, 1872.

[4]) TEGETMEYER, Beiträge zur Kenntniss des Keupers im nördl. Thüringen. Zeitschr. f. d. ges. Naturw., Bd. XIII, S. 151, 1876.

so sehr zu verwundern, dass *Myophoria Goldfussi* knapp über dem Grenzdolomit, aber entschieden im mittleren Keuper wiederkehrt, wie ich[1]) es am Streitberge bei Cölleda beobachtete.

Oberer Keuper.

Der obere Keuper nimmt bis auf die Gipfelflächen den oberen Theil der Kuppen der Wachsenburg, des Schlosses Gleichen und des Rückens der Mühlberger Schlossleite ein. Gegen O. tritt er in Thüringen nicht wieder auf, gegen S. bis zum Fusse des Waldgebirges fehlt er, gegen N. erscheint er jenseits einer breiten Unterbrechung nochmals vor dem Fusse der Schmücke, gegen W. oder genauer gegen WNW. zieht er sich weiter fort bis über Eisenach hinaus.

Vom mittleren Keuper scheidet er sich an der Wachsenburg und in ihrer Umgebung schon durch seine sehr helle Gesammtfarbe. Seine Gesteine sind dolomitische Mergel, Steinmergel und Sandsteine.

Die dolomitischen Mergel machen seine Hauptmasse aus; ihre Farben sind meist grünlich, aber auch bläulich und röthlich; mitunter werden dieselben durch eingeschlossene Mergelbröckchen conglomeratisch; gewöhnlich sind sie dünnschiefrig und bröcklig.

Die Steinmergel sind scheinbar homogen, ziemlich hart und spröde, oft recht dickbänkig abgesondert; sie bestehen aus thonigem Dolomit. Sie treten zwar gegen die Mergelschiefer zurück, nehmen aber doch einen ansehnlichen Antheil an der Bildung des oberen Keupers. Sie schliessen Abdrücke und Steinkerne einer Muschel ein, die der *Anoplophora gypsea* (Fraas sp.) wenigstens sehr nahe steht. Am westlichen Abhange des Rückens, der die Wachsenburg mit dem rothen Berge verbindet, sind sie sogleich in den untersten Steinmergel-Bänken besonders häufig, können aber leicht übersehen werden, weil sie mit der Gesteinsmasse vollkommen gleich gefärbt sind und zwischen Abdruck und Kern nur feine Fugen übrig bleiben.

[1]) E. E. Schmid, Ueber den unteren Keuper des östl. Thüringen, S. 62. — Abhandl. z. geol. Specialkarte von Preussen und den Thüring. Staaten. Bd. I, Heft 2, 1874.

In ganz untergeordneter Zahl, Mächtigkeit und Ausbreitung finden sich Sandsteine. Die einen nahe der unteren Grenze des oberen Keupers, die anderen nahe der oberen, etwa 10 Meter unter der Kuppe.

Die unteren Sandsteine — ψ'' — sind an einem steilen gegen SW. geneigten Abhange über den untersten Steinmergel-Bänken auf eine Länge von etwa 150 Schritten in zwei Bänken entblösst, von denen die untere 80 Centimeter stark ist, die obere viel schwächer. Die Sandsteine sind so feinkörnig, dass die Trennung der vielen weissen, glasglänzenden von den wenigeren dunkelfleischrothen, fettglänzenden Körnchen und deren Bestimmung als Quarz und Feldspath schwierig ist; silberglänzende Kaliglimmer-Schüppchen sind sparsam eingestreut; das Cäment ist thonig mit einer blossen Spur von Carbonat. Braune bis schwarze Körnchen und Schüppchen sind theils zerbrochene Fischreste, theils humose Pflanzen-Splitter. Die Fischreste gehören wohl zu der Gattung *Semionotus*, von welcher sich auch mehrfach ganze Exemplare gefunden haben, die auf *Semionotus Bergeri* (Ag.) oder noch bestimmter auf *S. elongatus* (Fraas) hinweisen. Wohlerhaltene Exemplare davon befinden sich im palaeontologischen Museum der Universität Halle und in der Privatsammlung des Secretärs Schäfer in Gotha. Die Halle'schen Exemplare wurden beschrieben und abgebildet von Tegetmeyer [1]), dem zugleich das Verdienst gebührt, auf diesen Sandstein zuerst aufmerksam gemacht und ihn als Semionotussandstein in die Wissenschaft eingeführt zu haben. Ganze Exemplare von *Semionotus*, ja auch nur grössere Bruchstücke davon gehören übrigens zu den seltensten Funden. Ausser den Fischresten bietet der Sandstein noch eine Gasteropodenform, deren stumpfe Steinkerne sich mit *Natica alpina* (Merian) vergleichen lassen. Die Pflanzenreste sind nicht bestimmbar. Ueber die angegebenen 200 Schritte hinaus scheinen beide Sandsteinbänke sich auszukeilen; für die untere, stärkere Bank gilt dies gegen O.

---

[1]) Tegetmeyer, Beiträge zur Kenntniss des Keupers im nördlichen Thüringen. Zeitschrift für die gesammten Naturwissenschaften Bd. XIII, S. 469, Taf. VII, Fig. 5^a u. 5^b.

entschieden; der Sandstein geht in dieser Richtung in ein Mergel-Conglomerat über, dessen Cäment sehr genau mit dem Sandstein übereinstimmt. Weder an den übrigen Abhängen der Wachsenburg noch in ihren weiteren Umgebungen findet sich ein ähnlich gelegener und ähnlich zusammengesetzter Sandstein wieder. Der Semionotussandstein an der Wachsenburg ist demnach entschieden kein selbständiges Formationsglied, sondern eine nur locale Einlagerung, die jedoch als ein zeitliches Aequivalent für den *Semionotus*-führenden Keupersandstein von Coburg angesehen werden muss. v. Schauroth [1]) beschrieb denselben als Coburger Bausandstein und fügte ihn in seinen mittleren Keuper ein, indem er als oberen Keuper erst das Rhät gelten liess.

Die Stelle, an der der Semionotussandstein ansteht, ist nicht ganz leicht aufzufinden. Steigt man gegen S. von der Wachsenburg abwärts oder von ONO. von Holzhausen aus aufwärts, so hat man von der Kreuzung der beiden alten Wege noch gegen WNW. eine Strecke abwärts zu gehen, bis man auf einen nördlich durch den Wald längs einer flachen Thalfurche abwärts führenden Weg trifft, und von da noch weiter am Waldrande zu suchen.

Sehr nahe der Kuppe der Wachsenburg, etwa 5 Meter unter dem Burggraben findet sich nochmals ein Sandstein — ψ''' — den Mergeln untergeordnet, wenn auch so wenig mächtig und so wenig weit fortstreichend, dass man ihn leicht übersehen kann. Man erreicht ihn sicher, wenn man den Fahrweg von Holzhausen herauf bis dahin verfolgt, wo er sich nach abwärts und aufwärts gabelt, und am Abhange unter dem Waldrande zwischen den beiden Wegen sucht. Der Aufschluss rührt von einer Schürfung für die Herstellung des nach abwärts führenden Weges her und wird über kurz oder lang überrollt sein; seine Breite beträgt nur etwa 5 Meter; gegen N. verbirgt er sich unter dem Waldboden, gegen S. und SO. scheint er in ein Mergel-Conglomerat zu verlaufen und hat sich, wenigstens bis jetzt nach dieser Richtung, obgleich der dürftige Boden erst jüngst bepflanzt ist, nicht weiter verfolgen lassen.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. III, S. 405 (1851) und Bd. V, S. 728 (1853).

Der Sandstein ist plattig bis schiefrig abgesondert, fein- bis mittelkörnig, weiss ins Grauliche und Gelbliche mit glaukonitischen Schmitzen und enthält nur eine Spur von Carbonaten. Er unterscheidet sich nicht wesentlich von den Rhät-Sandsteinen.

Ob die Entwickelung des oberen Keupers mit den an der Wachsenburg anstehenden Schichten vollständig ist, lässt sich auf Grund der örtlichen Wahrnehmungen ebensowenig entscheiden, wie, ob die Auflagerung des Rhät auf den Keuper gleichförmig ist. Beides ist möglich, ja sogar wahrscheinlich, ebensowohl für die Gleichen als für den Seeberg bei Gotha.

Rhät.

Auf den Kuppen der Wachsenburg und des Schlosses Gleichen, sowie auf den Rücken der Schlossleite, dessen westliches Ende die Ruine Mühlberg trägt, steht derselbe Sandstein an, der auf den Höhen des Seeberges bei Gotha schon seit langer Zeit und in grossartigem Maasse gebrochen und weit weggeführt worden ist. Die stratigraphisch-palaeontologische Stellung des sogenannten Seeberger Sandsteins ist durch eine Mehrzahl namhafter Geologen als rhätisch festgestellt worden. Ich darf mich auf die aus diesen Untersuchungen hervorgegangene umfängliche Literatur um so weniger eingehend einlassen, als Bauer [1]) eine ausführliche Zusammenfassung davon erst jüngst gegeben hat.

Auf der Wachsenburg sieht man den Rhät-Sandstein entblösst nur an wenigen Stellen des äusseren Burghofes; alles Uebrige deckt Wald- auch Gartenboden, oder Mauerwerk und Bauschutt. Nicht viel besser steht es auf Schloss Gleichen. Die Schlossleite hingegen und der Rennberg im NW. von Schloss Gleichen bieten günstigere Verhältnisse, sogar klare Aufschlüsse durch tiefe Steinbrüche. Längs des Rennberges gegen W. stellen sich über dem Rhät-Sandstein auch die höheren Glieder des Rhät ein und die untersten Glieder des Lias, wie auf den Seebergen bei Gotha. Das äusserste Vorkommen von Rhät-Sandstein gegen O. bietet eine

[1]) M. Bauer, Ueber die geologischen Verhältnisse der Seeberge und des Galberges bei Gotha 1882. Jahrb. der Königl. preuss. geologischen Landes-Anstalt für 1881.

flache Höhe zwischen Holzhausen und Bittstedt im SSO. der Wachsenburg; diese Kuppe erhält dadurch eine besondere Bedeutung, dass unter dem Rhät oberer Keuper gar nicht wahrnehmbar ist, sondern lediglich mittlerer und dass die Rhät-Schichten viel schwächer nach NNO. einfallen als die Keuper-Schichten. Hier also ist das Lagerungsverhältniss zwischen Rhät und Keuper entschieden ein unstetiges und ungleichförmiges.

Die Mächtigkeit der Rhät-Decke kann weder an der Wachsenburg noch an der Wanderslebener Gleiche viel von 5 Meter abweichen; auf der Bittstedter Höhe beträgt sie mehr, auf den Rücken der Mühlberger Schlossleite und des Rennbergs geht sie über 20 Meter hinaus.

Trotz der sehr beschränkten Entblössung und des Mangels an Steinbrüchen ist der Rhätsandstein auch der Wachsenburg in überreicher Fülle dargeboten durch Blöcke und Brocken, die über ihre Abhänge, über den Rücken, der sie mit dem Rothen Berge verbindet, und über die Höhe und Abhänge dieses letzten ausgestreut sind. Auch um die Bittstedter Höhe herum hat eine solche Ausstreuung stattgehabt. Die Bruchstücke erreichen oft so ansehnliche Grösse und liegen so dicht neben einander, dass man glauben möchte, sie ständen in unmittelbarer Nähe an. Sie schieben sich namentlich auf der Kuppe des Rothen Berges so nahe zusammen, dass sie aus einiger Ferne den Schein eines zusammenhängenden Lagers annehmen. Diese Bruchstücke haben zwar eine gelbrothe bis rothe Aussenseite, ihr helles Innere aber entspricht ganz dem gewöhnlichen Rhätsandsteine. Zwischen den gewöhnlichen Rhätsandsteinen aber liegen ziemlich häufig sandige Eisenerze, die zwar einen rothen Strich geben, aber zugleich reichlich Wasser enthalten, also wohl als Gemenge von Roth- und Brauneisenstein mit Quarzsand anzusehen sind. Solche Eisenerze durchziehen bekanntlich den Rhätsandstein der Seeberge bei Gotha in vielfachen Adern und Schnüren. Mangan enthalten dieselben nicht.

In dem Steinbruche auf der Höhe des Rennberges kommt aber ein braungelber Sandstein vor, der von *Kali-Psilomelan* durchdrungen und traubig überzogen ist,

Der Sandstein der Wachsenburg und ihrer Umgebung ist dickbänkig abgesondert. Auf den Absonderungs- d. h. Schichtungsflächen liegen die Schalen von *Anodonta postera* (FRAAS) oft dicht nebeneinander, hin und wieder gemengt mit den kleineren des *Taeniodon Ewaldi* (BORNEMANN sp.). Da hat man die von den Seebergen her bekannte, sogenannte Gurkenkernschicht vor sich, welche ich jedoch nicht anstehend aufgefunden habe und deshalb auch nicht als eine einfache und durchstreichende bezeichnen kann. Unter den Bruchstücken, die um die Bittstedter Höhe herumliegen, ist sie nicht selten.

Die Sandsteine aus den Steinbrüchen auf der Höhe des Rennberges schliessen lange Stengelstücke von *Oncylognathum* (=*Equisetum*?) *columnare* (KÖNIG sp.) ein.

Wenn auch das obere Rhät und der untere Lias schon am Rennberge ansehnlich entwickelt sind, so gehören sie doch nicht mehr zu den Vorkommnissen der Umgebungen der Wachsenburg und stehen in einer viel näheren Beziehung zu den Seebergen als zu der Wachsenburg.

Diluvium und Alluvium.

Von den diluvialen Ablagerungen, welche sich über den Boden Thüringens ausbreiten, reichen nur die jüngsten, auf der Grenze zwischen Diluvium und Alluvium stehenden in die Umgebung der Wachsenburg herein. Dieselben vermitteln so stetig einen Uebergang aus dem Diluvium in das Alluvium und einen Anschluss an die Gegenwart, dass sie füglich im Zusammenhange damit dargestellt werden.

Gerölle und Gerölle-Lehm. — da —

Der Boden der Niederungen in den Umgebungen der Wachsenburg trägt einen sehr lokalen Charakter. Er ist aus der Zertrümmerung und Verwitterung, oder aus der mechanischen und chemischen Zersetzung dessen entstanden, was auf den nahen Höhen anstehend ist, nach den Tiefen abgerollt und abgeschwemmt wurde. Seine Bildung greift, wie schon gesagt, in das Diluvium, wohl auch weiter zurück.

Süsswasserkalk und Torf. — ak und at —

Die weite und ebene Niederung zwischen der Schlossleite der Wachsenburg und dem Schlosse Gleichen, das sogenannte Ried, aus welcher der Weidbach die Quell- und Niederschlags-Wasser durch eine schmale Einkerbung des im NNO. der Wachsenburg verlaufenden Höhenzugs nach der Apfelstedt abführt, ist in ihrem höheren westlichen Theile bis weit unterhalb Mühlberg von trocknem Boden eingenommen, dessen helle Farbe und mürbe Beschaffenheit einen Untergrund von Kalktuff vermuthen lässt, wie er bei Mühlberg ansteht. Ein solcher ist in der That mit einer Mächtigkeit von mehr als 2 Meter durch eine grössere Zahl von Gruben entblösst. Er bricht in mässig starken Platten und ist sehr locker und leicht, da er zumeist aus incrustirten Pflanzentheilen, als Weiden- und Schilfstengeln und Grashalmen, besteht. Gegen O. nimmt die Mächtigkeit des Kalks ab, verliert an Zusammenhang und zerstreut sich auf einzelne Flecke.

Unter und zwischen ihm stellt sich Torf ein, der den Untergrund des sich nur wenig über den gewöhnlichen Wasserstand des Weidbachs, deshalb stark von Wasser durchzogenen, moorigen und selbst nach längerer Trockenheit nicht überall gangbaren Theils der Niederung ausmacht. Der Torf wird noch jetzt zu örtlichem Gebrauche gestochen; früher geschah das namentlich in der Nähe von Freudenthal, am Fusse des Wanderslebener Gleiche, in grosserem Maassstabe und zur Ausfuhr. Die Mächtigkeit des Torflagers ist unbekannt, da man ihn nirgends des starken Wasserzudrangs wegen bis auf den Grund ausgebracht hat.

Verfolgt man die Wege neben dem Weidbach, so bemerkt man im Boden häufig, bald von Kalktuff, bald von Torf ausgefüllt und umhüllt, subfossile Schneckengehäuse; Säugethierreste sind nicht gerade häufig. Die Vorkommnisse im Süsswasserkalke wurden von meinem verehrten Freunde Th. Liebe bestimmt als Fuchs, wie er noch jetzt in Thüringen heimisch ist, Schaf von der noch jetzt gewöhnlichen thüringischen Landrasse, Ziege von der noch jetzt beliebten starken Rasse, Pferd und Rind; diejeni-

gen im Torf gehören zu einem Hunde, welcher der RUTIMEYER'schen var. *palustris* nahe steht. Sämmtliche Vorkommnisse habe ich nicht selbst gefunden, sondern ich verdanke sie der LAPPE'schen Sammlung. Man darf wohl die Vermuthung aussprechen, dass Rinder, Pferde, Schafe, Ziegen und Hunde bereits Hausthiere oder wenigstens heerdenweise gezüchtete Thiere waren.

Die Vermuthung gewinnt an Wahrscheinlichkeit, wenn man das Ried des Weidbachs mit dem Ried der Helbe bei Greussen vergleicht [1]); auch hier wird der Boden im oberen Theile der Niederung von Kalktuff eingenommen, unter dem sich Torf einstellt und nach und nach bis zur Oberfläche heraufdrängt. Die tieferen Lagen des Torfs umschliessen noch *Bos primigenius*, in den oberen Lagen desselben und im Kalktuff stellen sich Rindvieh-Rassen ein, die den gezähmten näher stehen; mitten im Kalktuff, reichlich 2 Meter unter seiner Oberfläche, wurde ein Menschen-Schädel gefunden. Hier wie dort standen noch während recenter Zeiten, wahrscheinlich bis nach dem Auftreten des Menschen, breite Auen unter Wasser, die zu Folge der Abnagung der den Wasserabfluss hemmenden Felsenwehre jetzt ausgetrocknet sind. Dass solche Austrocknung auch an anderen Stellen Thüringens stattgehabt hat und bis zur Gegenwart fortgeschritten ist, habe ich in der oben angezogenen Abhandlung ausgeführt. Der Fortschritt ist sogar gegenwärtig ein um so rascherer, je intensiver die Bodenkultur betrieben wird.

Abgerollte Blöcke von Rhät-Sandstein. — arh —

Die Verstreuung der Bruchstücke von Rhät-Sandstein, namentlich zwischen der Wachsenburg und dem Rothen Berge und um die Bittstedter Höhe herum, von welcher oben schon die Rede war, gehört jedenfalls der geologisch jüngsten Vergangenheit an; denn noch liegen die grössten und meisten Bruchstücke auf den Höhen; dem östlichen Thüringen fehlen sie.

[1]) E. E. SCHMID, Ueber einen Menschenschädel aus dem Süsswasserkalk von Greussen in Thüringen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XIX, S. 52 ff., 1867.

III. Lagerung.

Ungleichförmigkeit.

Es ist beinahe wieder vergessen, dass man die sedimentären Formationen, vom Rothliegenden an bis zum Keuper, die thüringische Formationsreihe genannt hat, weil sie in Thüringen innig mit einander verknüpft und gleichförmig zu einander gelagert seien. Diese Ansicht ist durch die genaueren Untersuchungen der Folgezeit, besonders durch die geologischen Aufnahmen und ganz besonders durch die von den Regierungen reichlich ausgestattete Preussens und der thüringischen Staaten vielfach geprüft worden. Gegenüber diesen Prüfungen ist dieselbe für die untere Abtheilung bis an die Grenze zwischen Muschelkalk und Keuper wohl im Allgemeinen unverändert stehen geblieben und musste nur im Besonderen beschränkt werden. Die Beschränkungen beziehen sich vornehmlich auf einzelne Einlagerungen und in Verbindung damit auf die Mächtigkeit einzelner Glieder. Unter den unbeständigen Einlagerungen nimmt der Gyps und der damit hin und wieder verbundene Anhydrit und das Steinsalz die erste Stelle ein; unter den Gliedern, deren Mächtigkeit beträchtlich schwankt, z. B. das Röth, der mittlere Muschelkalk, führen die meisten Gyps. Für die obere Abtheilung aber, d. h. für den Keuper, und im Anschlusse an ihn, für das Rhät greifen die Beschränkungen weiter; seine Auflagerung auf den Muschelkalk und die Lagerfolge seiner einzelnen Glieder stellt sich an sehr vielen Stellen der unmittelbaren und unbefangenen Beobachtung als eine ungleichförmige dar. Als ich im Jahre 1874 meine Beobachtungen über den unteren Keuper des östlichen Thüringens zusammenfasste, schloss ich diese Zusammenstellung mit den folgenden Worten [1]:

»Die fast durchgängige Ungleichförmigkeit der Auflagerung des Keupers längs der ausstreichenden Grenzen würde anzeigen, dass die Zusammenschiebung, Faltung, Quetschung und Spaltung der mittleren und unteren Trias bereits vor dem Absatze des Keupers vollzogen war, wenn sie nicht fast überall mit einer

---

[1]) E. E. Schmid, Ueber den unteren Keuper des östlichen Thüringens, S. 43.

Wiederholung und Steigerung dieser Erscheinungen im Keuper selbst verbunden wäre. Dieselben müssen deshalb wohl nach dem Absatze des unteren und mittleren Keupers stattgehabt haben, aber so bald nachher, dass diese Schichten noch nicht ganz ausgetrocknet waren, noch nicht ihre plastische Beweglichkeit verloren hatten. Nimmt man die Zusammenschiebung als Folge einer Abrutschung über ihrer aufgerichteten Unterlage, so hat man damit eine genügende Erklärung der Erscheinungen gefunden.«

Bei tieferem Eingehen auf einzelne Fälle, namentlich schollenförmiger Ablagerung auf mittleren und unteren Muschelkalk, wie sie ausser auf Blatt Jena, auch noch auf anderen Blättern beobachtet werden, und zugleich auf die inzwischen zum Durchbruch gekommene neueste Theorie der Gebirgsbildung, hat mir diese Erklärung durchaus nicht mehr genügen können. In ihr liegt unleugbar noch ein Rest der Irrthümer, die sich wie Erbübel aus der alten katastrophischen Geologie in die neueren fortgepflanzt haben, insofern sie die Dislocation der triadischen Schichten auf die jedenfalls knapp abzumessende Grenzzeit zwischen irgend welche Ablagerungen oberhalb des Keupers stellt. Dass aber solche Dislocationen von mehr als säcularer, sogar während mehrerer geologischer Perioden anhaltender Dauer sind, haben Andere, namentlich Schweizer und Oesterreicher Alpengeologen, vor Allen Heim und Suess, so ausführlich und überzeugend ausgeführt, dass ich mich mit der Berufung auf sie begnügen kann.

Die neueste Theorie der Gebirgsbildung lässt es fast als nothwendig erscheinen, dass die unteren Glieder der Trias bereits dislocirt waren, als die oberen sich über ihnen absetzten und dass sich die Dislocation wiederholte, die Lagerung demnach eine ungleichförmige wurde.

Meine Anschauungen stehen in dieser Beziehung allerdings zu denen Bauer's im entschiedensten Gegensatz. Er fast sie in den folgenden Sätzen zusammen [1]):

»Ueberall liegen alle Trias- und Lias-Schichten absolut concordant und regelmässig und ohne Unterbrechung übereinander,

---

[1]) M. Bauer, Ueber die geologischen Verhältnisse der Seeberge und des Galberges bei Gotha, S. 57.

und es ist mir trotz eifrigsten Bemühens nach dieser Richtung nicht gelungen, auch nur den Schatten einer unzweifelhaften Discordanz oder übergreifende Lagerung oder ein Fehlen eines Gliedes in der regelmässigen Schichtenreihe zu beobachten. Ueberall, wo solche Discordanzen oder sonstige Unregelmässigkeiten sein sollen — und es werden ja solche mehrfach angeführt —, sind die Schichten nicht ungestört, die Beobachtung ist nicht zweifellos und die scheinbare Discordanz kann ganz eben so gut, ja noch besser und ungezwungener auf spätere störende und dislocirende Einflüsse zurückgeführt werden.«

Ich lasse diese Differenzen über die ursächliche Deutung der Erscheinungen vorläufig auf sich beruhen mit der Bemerkung, dass Differenzen in der thatsächlichen Darstellung der einzelnen Erscheinungen zwischen mir und Bauer nicht bestehen.

Faltung.

Seitdem man die dynamischen Formveränderungen der Erdoberfläche, d. h diejenigen, welche durch Bewegungen der Erdmasse selbst hervorgerufen werden, in's Auge gefasst hat, liess man Thüringen als ein ausgezeichnetes Beispiel dazu gelten. Bereits de Beaumont führte unter seinen Hebungssystemen, deren Bedeutung, wenn man »Hebung» durch »Faltung« ersetzt, auch jetzt noch besteht, dasjenige des Thüringer und Böhmer Waldes auf, charakterisirt mit specieller Bezugnahme auf Thüringen durch das Streichen der Faltenmulden und Faltensättel von OSO. nach WNW. Man kann zunächst das ganze Hügelland als eine Faltenmulde ansehen zwischen dem Kamm des Thüringer Waldgebirges und der Hochfläche des Harzes als Sätteln; die grosse thüringische Mulde aber theilt sich denn in eine Mehrzahl von Falten zweiter Ordnung, die wiederum in Falten dritter Ordnung gelegt sein können bis zur Kräuselung. Indem nun die Höhe und Breite einer Falte längs ihres Verlaufs quer durch Thüringen durchaus keine beständige Grösse ist, erhebt sich leicht eine Falte dritter Ordnung zu einer solchen zweiter, oder eine Kräuselung zur Faltung, oder umgekehrt sinkt eine Falte zweiter zu einer solchen dritter Ordnung oder zur Kräuselung herab. Es dürfte deshalb ein vergeb-

liches Bestreben sein, die Zahl der Falten festzustellen und sie durch die ganze Länge Thüringens zu verfolgen. Die Faltung ist sehr häufig mit Klüftung und Verwerfung verbunden und zu diesen Klüftungen und Verwerfungen gehört diejenige an den Seebergen und anderen Stellen bei Gotha, welche BAUER in seiner oft citirten Schrift erschöpfend behandelt hat; sehr ähnliche finden sich zwischen der Wachsenburg und Arnstadt, sowohl am Pfennigsberge — siehe Fig. 4, Tafel XXI — als auch am Kalkberge; sie gehören überhaupt zu den gewöhnlichen Erscheinungen. In der weiteren Umgebung der Wachsenburg die Gera aufwärts, bei der Arnstädter Eremitage, am Abhange der Reinsberge gegen Plaue und an den Kammerfelsen zwischen Angelrode und Gera werden sie zu weit auseinander stehenden, mit lockerem Kalkschutt erfüllten, auch leeren Spalten, die Faltung ist aber auch, obwohl seltener, mit Quetschung und bruchloser Biegung verbunden, die sehr lebhaft an Anschauungen aus der nördlichen Nebenzone der Alpen und an die bildlichen Veranschaulichungen derselben durch HEIM und BALTZER erinnern; gerade diese zeichnen die Umgebung der Wachsenburg aus, z. B. am oberen Ende von Haarhausen, links neben dem Wege nach Holzhausen — siehe Fig. 6, Taf. XXI — an den Chausseen von Arnstadt nach Bittstedt über den Rücken des Pfennigbergs hinweg und zwischen Branchewinde und Behringen oder genauer der Behringer Schenke.

Die Falte der Wachsenburg ist eine der längsten und formenreichsten; sie zieht sich gegen OSO. weit fort, durch die Blätter Arnstadt und Stadt-Ilm, bis in die Blätter Remda und Schwarzburg; zu ihrem südsüdwestlichen Sattel gehört, wie der Pfennigsberg, so auch die Luppe bei Arnstadt, ferner der Siegelbacher Wald mit Mäuse-, Mittel- und Gottlob-Berg, die Willinger Kanzel und der weither sichtbare Singer Berg bei Stadt-Ilm, zu ihrem nordnordöstlichen Sattel der bereits erwähnte Kalk-, Wein- und Arnsberg und der Hain bei Arnstadt, ferner die Frankenberge bei Kl. Liebringen zwischen Stadt-Ilm und Paulinzelle. Die Mannichfaltigkeit der Sattelbildung springt aus der Vergleichung von Fig. 2 und Fig. 4 in die Augen; der Pfennigsberg und der Rücken südsüdwestlich der Wachsenburg gehören zu demselben

Sattel und sind — in der Luftlinie — nur $^1/_2$ Meile von einander entfernt. Die Darstellung des tieferen Felsen-Untergrundes der Wachsenburg auf Fig. 3 beruht selbstverständlich nicht auf unmittelbarer Beobachtung, aber auch durchaus nicht auf willkürlicher Einbildung, sondern ist einer Stelle am Fusse der Luppe — siehe Fig. 5 der Tafel XXI — etwa $^3/_8$ Meile ostsüdöstlich Arnstadt entnommen.

In der Gegend zwischen der Wachsenburg und Elgersburg, auf der südsüdwestlichen Hälfte des Blattes Arnstadt und auf dem Blatte Plaue tritt der auch anderwärts wahrgenommene Fall eines Umbiegens der Faltung aus der Richtung von OSO. nach WNW. in die Richtung SW.-NO., welche letztere, die niederländische, für den südöstlichen Theil des Thüringer Waldes, für einen Theil des Harzes und für das Vogtland die maassgebende ist. Die Umbiegung vollzieht sich hier von einem nicht weit südlich von Arnstadt gelegenen Centrum aus fächerförmig, zwar nicht ganz bis SW.-NO. aber doch über S.-N. hinaus. Die Falte der Wachsenburg ist die letzte gegen das Waldgebirge hin, welche unverrückt dem Thüringer Waldsystem angehört; die Falte, deren Mulde von Elgersburg bis nahe Plaue zieht und der Trockene ihren Lauf anweist, hat eine schon etwas über S-N. nach SW.-NO. hinausgehende Richtung.

Die Umbiegung ist keine winkelige, sondern wird durch einen flachen Bogen vermittelt. Daraus geht hervor, dass die Erklärung derartiger Umbiegungen lediglich aus einer Vereinigung des Zusammenschubs in der Richtung NNO.-SSW. und der Wiederholung der Form des in der Richtung SW.-NO. gefalteten Bodens an der Oberfläche selbst mächtiger Sedimente keine naturgemässe sei. Man wird vielmehr zu der von Süss auf erfahrungsmässig breitester Grundlage aufgebauten Hypothese gedrängt, die tangentiale Annäherung der Erdoberflächentheile an einander sei nicht über weite Strecken — hier allerdings sehr wenig weite — in paralleler Richtung erfolgt, sondern in radialer — hier in radial-convergenter.

Bauer ist wohl der einzige Geologe, der die Klüftung des thüringischen Bodens, nicht mit seiner Faltung in ursächlichem Zusammenhange betrachtet hat, indem er für die Spaltung und

Verwerfung als zunächst liegenden und völlig ausreichenden Grund die Auslaugung der Gyps-, Anhydrit- und Steinsalz-Lager ansieht. Ich bin weit davon entfernt, diese Auslaugung als eine wesentliche Senkungsursache allgemein in Abrede zu stellen, kann aber dieselbe für den speciellen Fall, den Thüringen darbietet, durchaus nicht als hauptsächliches, sondern nur als ein nebensächliches Moment anerkennen.

Erosion.

Die Wachsenburg erhebt sich nicht über einem Faltensattel, sondern nahe über der Mitte einer Faltenmulde, wie die Leuchtenburg bei Cahla. Man kann beide nicht als Punkte von Hebungslinien bezeichnen. Ihre hervorragende Lage ist überhaupt nicht Folge dynamischer, sondern mechanischer Formveränderungen der Erdoberfläche, nämlich der Verwitterung und Erosion, welche in die schon durch den Faltungsprocess stärker aufgelockerten Sättel vorzugsweise schnell eindrang, und sie an vielen Stellen Thüringens und namentlich in der Umgebung der Wachsenburg unter das allgemeine Niveau erniedrigte. Ich glaube den Einfluss der Erosion auf die Gestaltung des thüringischen Bodens noch höher anschlagen zu müssen, als Bauer, indem ich die Annahme, der Rücken des Thüringer Waldgebirges habe von einem östlichen Festlande aus als Landzunge in das Meer der mitteldeutschen Trias und Jura hineingereicht, zu dem in Bauer's Sinne »Alten« rechne.

Der Anschauung, wonach die thüringische und fränkische Trias und der Jura ursprünglich ununterbrochen zusammenhingen, habe ich bereits oben dadurch einen Ausdruck gegeben, dass ich den Rücken des Waldgebirges im Gegensatze zu dem thüringischen Hügellande als einen Faltensattel erster Ordnung bezeichnete. Vervollständigt man das Bild dieser Falte durch Hinzufügung des fränkischen Hügellandes als der südsüdwestlich anliegenden Mulde erster Ordnung, so muss die Breite des Sattels und der Mulden unverhältnissmässig zu einander erscheinen. Berücksichtigt man ausserdem die Spaltung der beiderseitigen Flanken und die Abrutschung der Muldentheile von den Satteltheilen, so erscheint die Bezeichnung des Waldgebirges als einer Horst im Sinne von

Süss[1]) noch sachgemässer. Das Vorkommen solcher Abrutschungen am südsüdwestlichen Abhange hat Bücking[2]) bereits beschrieben, mir sind sie aus der Gegend von Elgersburg zu zweien nahe nebeneinander geradlinig verlaufenden schon längst bekannt. Ich möchte durch sie den Fuss des Gebirges geologisch feststellen.

Der Faltensattel — um bei dieser Bezeichnung stehen zu bleiben —, dem der Thüringer Wald dereinst entsprach, ist nun freilich durch Erosion stark abgetragen, bis auf den Buntsandstein bei Steinheide und auf das Rothliegende bei Oberhof. Dieselbe dauerte aber während der nach unserem menschlichen Maasse wahrscheinlich unmessbar langen Zeit von dem Absatze der mittleren Trias bis zur Gegenwart. Die Richtungen, nach welchen die Erosionsprodukte ihren Weg nach abwärts und auswärts nahmen, mögen den ersten Anlass zur Bildung der jetzigen Seiten- und Querthäler des Waldgebirges gegeben haben, ohne einen flussartigen Charakter an sich zu tragen, oder richtiger ohne ihn jetzt noch erkennen zu lassen. Selbst die Gewässer des Oligocän, deren Absätze sich von O. her bis weit in das Innere wenigstens des östlichen Thüringens, bis Kranichfeld hineinzogen, schliessen sich nur zu dem Bilde einer sumpfigen Niederung zusammen, welche an den östlichen Grenzen Thüringens, etwa bei Weissenfels und Zeitz, brackisch wurde. Die pliocänen Ablagerungen bei Rippersrode nahe Plaue und bei Dienstedt nahe Kranichfeld treten so beschränkt und isolirt auf, dass sie zu einem Schluss auf den hydrographischen Zustand ganz Thüringens nicht berechtigen. Die zuerst genannten pliocänen Ablagerungen liegen übrigens schon 1 Meile von der Wachsenburg ab, die zweitgenannten noch viel weiter; man kann sie kaum zur Umgegend der Wachsenburg hinzunehmen. An sie schliessen sich die gewöhnlich mit mittelkörnigem Quarzsand gemengten Quarz-Porphyr-Geschiebe an, welche in bereits breiten, aber doch vielfach unterbrochenen, nicht

---

[1]) Süss, Das Anklitz der Erde. Erste Abth. 1883. S. 167.

[2]) Bücking, Gebirgsstörungen und Erosionserscheinungen südwestlich vom Thüringer Walde. Jahrb. d. Königl. preuss. geol. Landesanstalt für 1880.

Derselbe: Die Zechsteinformation bei Schmalkalden. Jahrbuch der Königl. preuss. geologischen Landesanstalt für 1882.

uferartig umrandeten Streifen vom Waldgebirge nach dem Hügellande ziehen. Nach Maassgabe der in ihnen gefundenen Elephantenreste sind sie bereits pleistocänen Alters. Ich[1]) finde in ihnen die erste Andeutung unserer jetzigen Flüsse. Sie erstrecken sich von dem Inselsberge herab über die Niederung bei Gotha nach der Unstrut, vom Schneekopf herab über Erfurt, entlang dem Südfusse des Ettersbergs nach der Ilm, von der Hochfläche bei Gross-Breitenbach und vom Vogtlande aus entlang der Saale.

Die Enge der Werra bei Kreuzburg war damals noch nicht so tief ausgefurcht, dass sie einen ansehnlichen Theil der atmosphärischen Niederschläge, die auf den Boden Thüringens fallen, nach der Werra, Weser und Ostsee führen konnte. Auch die Sachsenlücke bei Sachsenburg war noch nicht so niedrig gelegt, dass die Unstrut durch sie hindurch und erst von da aus entlang der goldenen Aue ihren Abfluss nehmen konnte, um sich bei Naumburg mit der Saale zu vereinigen.

Einige Geschiebelager senken sich mit den Abhängen zu den jetzigen Flussthälern herab oder nehmen tiefere Niveau's ein und treten dann in bestimmtere Beziehung zu unseren jetzigen Flüssen. Sie sind dann nicht blos mit Sand, sondern auch mit Lehm gemengt und lassen nicht blos Quarz führende, sondern auch Quarz freie Porphyre Diabase und Diorite, seltener Granite, massenhaft aber Thonschiefer und Phyllite, und was sonst im Quellengebiet und Oberlauf unserer Flüsse ansteht, erkennen. Zu den Gesteinen des Thüringer Waldes, des Franken-Waldes, Fichtel-Gebirges und vogtländischen Hochlandes gesellen sich etwa von Erfurt abwärts und auswärts auch skandinavische hinzu. Diese immer noch entschieden pleistocänen Geschiebe finden nun zwar nicht in dem Raume, den ich als die Umgebung der Wachsenburg bezeichnete, aber nahe demselben entlang der Apfelstedt und Gera ihre Vertretung. Der gleichen Zeit aber dürften die älteren Ausfüllungsmassen der Faltenmulden zwischen den von den Faltensätteln, als Reste übrig gebliebenen Hügeln mit Schutt und Schlamm, die sich

[1]) E. E. Schmid: Die hydrographischen Verhältnisse Thüringens und ihre Entwickelung. Mittheilungen der geographischen Gesellschaft zu Jena. Jahrg. 1882, S. 59.

jetzt als Gerölle und Gerölle-Lehm — da — darstellen, angehören. Die Ausfüllung vollzog sich stetig, da die älteren und jüngeren Ausfüllungsmassen, wie die jüngsten sich vorwaltend gleichförmig über einander abgelagert haben.

Die Dauer der Ausfüllung nimmt den ungemessen langen Zeitraum von dem Absatze des mittleren Lias bis zur Gegenwart in Anspruch. Zur Zeit des oberen Pleistocän und des unteren Recent waren noch viele flache Wassersammlungen übrig, zu deren Ausfüllung nun auch Moor und Kalktuff wesentlich beitrugen; dazu gehört auch das Ried des Weidbachs nahe der Wachsenburg; dasselbe kann sich, wie schon oben ausgeführt, als See erhalten haben bis in die Menschenzeit hinein. Indem das Moos anwuchs, der Kalktuff sich erhöhte und ausbreitete und die Verbindung zwischen den einzelnen Seen vollständiger und tiefer wurde, trockneten viele von ihnen ohne den Eingriff menschlicher Thätigkeit aus; viele aber erhielten sich bis über die Zeiten, an welche die Ortsnamen anknüpfen, hinaus, ja sogar bis über die Zeit des Erscheinens unserer ältesten Landkarten, d. i. zu Anfang des 18. Jahrhunderts. Von da an beginnt, wie ich [1]) an einer anderen Stelle ausgeführt habe, die künstliche Trockenlegung der thüringischen Seen, und diese ist während des letzten Menschenalters gerade im inneren Thüringen mit besonderem Eifer in Verbindung mit den Flur-Separationen betrieben worden. So sind in allerletzter Zeit, um nur die grössten und nächsten zu nennen, der Alacher und Apfelstedter See verschwunden. An den Alacher See knüpft sich noch das besondere Interesse, dass er das Quellen-Gebiet der Nesse speiste, welche jetzt mit der Leine nach der Werra abfliesst und das Flussgebiet der Weser bis in die Mitte Thüringens hinein ausbuchtet; er war aber auch zugleich am Rande der Abhänge gelegen, welche sich gegen den Wasserlauf der Gera neigen und leicht einen Abfluss mit der Gera zur Unstrut gestattet hätten. Sein jetzt zu Wiesengrund ausgetrockneter Boden scheidet die Flussgebiete der Weser und Elbe von einander.

Jena, d. 13. April 1884.

---

[1]) Zeitschrift d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XIX, S. 65, 1867.

Inhalt.

Seite

I. Topographie 267
II. Schichtenfolge 270
Muschelkalk 271
Mittlerer Muschelkalk 271
Oberer Muschelkalk 272
Keuper 273
Unterer Keuper 273
Kohlenkeuper 275
Grenzdolomit 280
Die organischen Ueberreste des unteren Keupers . . . 280
Pflanzliche Ueberreste 281
Thierische Ueberreste 282
Mittlerer Keuper 288
Oberer Keuper 292
Rhät 295
Diluvium und Alluvium 297
Gerölle und Gerölle-Lehm 297
Süsswasserkalk und Torf 298
Abgerollte Blöcke von Rhät-Sandstein 299
III. Lagerung 300
Ungleichförmigkeit 300
Faltung 302
Erosion 305

Das Diluvium und seine Süsswasserbecken im nordöstlichen Theile der Provinz Hannover.

Von Herrn **E. Laufer** in Berlin.

Die im Folgenden mitgetheilten Beobachtungen sind bei Gelegenheit einer Reise gewonnen, welche ich im Auftrage der Königlichen geologischen Landesanstalt behufs Aufsuchung von Mergellagern unternahm, um welche die Königliche Landwirthschafts-Gesellschaft in Hannover gebeten hatte.

Das Diluvium der Lüneburger Haide, wie auch der Gegend von Verden und Nienburg ist aus denselben Schichten und demselben Materiale zusammengesetzt, wie in Norddeutschland überhaupt. Charakteristisch wird für jene Gegenden aber die sich über alle Bildungen gleichmässig hinwegziehende Decke des Oberen Diluvialsandes oder Geschiebesandes. Ferner ist das fast gänzliche Fehlen des Oberen Diluvialmergels zu erwähnen, während doch weiter im Osten der mecklenburgische Landrücken von einer fast zusammenhängenden Platte des Oberen Mergels bedeckt ist. Unter dem Geschiebesande folgt häufig in mächtiger Ablagerung der Untere Diluvialsand, in welchem Unterer Geschiebemergel und Thonmergel eingelagert sind. In diesen Schichten treten im Hannöver'schen Diluvium noch Ablagerungen von Infusorienerden und Süsswasserkalken hinzu, für deren diluviales Alter ihre Lagerungsverhältnisse sprechen.

Die in die Hochfläche einschneidenden Thäler besitzen auf ihrer älteren Sohle denselben Geschiebesand, wie die Hochfläche. Thalsand von der Beschaffenheit, wie er in den weiten Thälern

der Berliner Gegend auftritt, habe ich nur östlich der Jetzel im Elbthale bemerkt. Als jüngere Alluvionen begleiten die grossen Flüsse Marschbildungen, welche gewöhnlich aus einem fetten, kalkfreien Thone bestehen. In zahlreichen, weit ausgedehnten Mooren sind Torfablagerungen, zuweilen mit Raseneisenstein, vorhanden. Längs der Aller und Weser bemerkt man langgestreckte Züge oft recht ansehnlicher Dünen. So sind auch im Alluvium die Bildungen der Mark vorhanden, wenngleich mir bislang Wiesenkalk- und Moormergelabsätze noch nicht bekannt geworden sind.

Der Geschiebesand ist verhältnissmässig reich an Feuersteinen, welche meistens helle Farben besitzen. Hornblende- und Augitgesteine sind häufig, Dalasandsteine seltener. Recht zahlreich findet man Dreikanter oder pyramidale Geschiebe.

Besonders in der Lüneburger Haide sind dem Geschiebesande Geröllanhäufungen eigen, welche der Cultur grosse Schwierigkeiten bereiten.

Der Untere Diluvialmergel besitzt in den meisten Fällen im Hannöver'schen die blaugraue und braungraue, weniger die graugelbe, in der Mark Brandenburg etwas mehr verbreitete Färbung. Ebenso sind die thonreichen, dem Thonmergel nahe stehenden Ausbildungen, wie die von Birkenwerder und Velten, Königs-Wusterhausen und Motzen, hier sehr verbreitet. Gelbgraue Untere Mergel habe ich nur in den Aufschlüssen der Umgegend von Nienburg, so bei Sonnenborstel [1]) und Lindsburg, in der Gegend von Uelzen, bei Hohnebostel und Hohnstorf nahe Bienenbüttel und in der Gegend von Dannenberg bei Streetz und Schaafhausen, ebenso am Höbeck gesehen, an allen anderen Fundorten bemerkte ich die graublaue, thonreiche Ausbildung. Ich besuchte ausser den bereits genannten Punkten einige Gruben im Unteren Diluvialmergel nahe der Stadt Uelzen.

In der Umgegend von Soltau besichtigte ich mehrere Aufschlüsse des Unteren Mergels bei Heber, Heidenhof, Stübekshorn,

[1]) Hier fand sich als Geschiebe im Mergel eine über kopfgrosse Septarie, woraus immerhin auf das Vorkommen des Septarienthones in der Nähe geschlossen werden kann.

Hötzingen und Töpingen, nahe der Gropenmühle, Hittingen und Buchholz, in der Gegend von Langwedel die Gruben am Dorfe Völkersen und Schüling und südlich Nienburg diejenigen von Lindsburg, Stöckse und Schessinghausen, sowie nahe Dannenberg unbedeutende Mergelgruben bei Schaafhausen und Streetz [1]. Die Abstiche des Unteren Mergels am Höbeck zeigen eine sehr deutliche parallelepipedische Absonderung.

Trotzdem recht kalkreiche Untere Mergel vorkommen, ist doch Kreidematerial in denselben nicht häufig. Auffällig ist sogar die geringe Verbreitung von Kalksteingeschieben. Auch muss der Mangel an grossen Geschieben überhaupt innerhalb der Mergelablagerungen bemerkt werden.

Bei Hohnstorf nahe Bienenbüttel wurden einige graue Orthocerenkalke gefunden. Backsteinkalke treten im Lüneburgischen sehr zurück.

Im höchsten Grade auffallend ist die hier an zahlreichen Punkten bemerkbare starke, oft 2 Meter übersteigende Verwitterungsschicht des Mergels. Zum Theil können die Lagerungsverhältnisse von Einfluss sein. Nur in wenig Fällen liegt das Ausgehende des Mergels am Gehänge, so bei Hohnebostel, Hohnstorf, Prielip, Sonnenborstel und Lindsburg, sondern gewöhnlich bereits im Niveau des jetzigen Alluviums. Man findet den Mergel häufig am Rande der Wiesen, zuweilen in denselben aufgeschlossen. Aufpressungen dieser Schicht im Thalgehänge, wie dieselben im Berliner Arbeitsgebiete so häufig beobachtet wurden, sind hier, wie es scheint, weit seltener; freilich sind nur ausnahmsweise tiefere Thaleinschnitte vorhanden, so dass Durchwaschungen der Schicht des Unteren Mergels nicht vorliegen.

Ich füge folgende Untersuchungen einiger in grösserem Umfange als Meliorationsmaterial verwendeten Mergel bei. Aus denselben geht hervor, dass sie denen der Mark vollkommen gleichen und ebenso reich an sandigen Bestandtheilen sind. Der Kalkgehalt hält sich in den auch hier vorkommenden Grenzen.

---

[1]) Hier fand ich einige Exemplare von *Helix nemoralis* und *Limnaea palustris* in der senkrecht abgestochenen Wand des Mergels eingeschlossen. Es schien mir unwahrscheinlich, dass dieselben von oben hineingelangt sein sollten.

Diluvialmergel (Geschiebemergel).

I. Mechanische Analyse und Kalkgehalt.

Fundort	Grand	Sand			Thon-haltige Theile		Summa	Kohlensaurer Kalk
					Staub	Feinste Theile		
	über 2mm	2–1mm	1–0,1mm	0,1–0,05mm	0,05–0,01mm	unter 0,01mm		pCt.
Sonnenborstel	2,1	52,6			45,3		100,0	13,7
		2,9	35,8	13,9				
Hohnebostel	6,3	57,2			36,5		100,0	12,9
		3,8	45,9	7,5				
Hohnstorf	3,2	62,2			34,5		99,9	7,6
		2,6	50,1	9,5				
Streetz	0,6	37,9			61,5		100,0	10,3
		0,6	24,0	13,3				

Die Thon-haltigen Theile des Diluvialmergels von Sonnenborstel gaben:

Thonerde, löslich in Salzsäure	5,10	9,41 pCt.
» » » Schwefelsäure . . .	4,31	
Eisenoxyd, » » Salzsäure	4,44	5,96 »
» » » Schwefelsäure . . .	1,52	
Kalkerde, » » Salzsäure	11,90 pCt.	
Magnesia, » » »	1,35 »	
Kali, » » »	0,67 »	
Kohlensäure	8,17, entspr. $CaCO^3$ = 18,57 pCt.	

Die Thon-haltigen Theile des Diluvialmergels von Hohnebostel gaben:

Thonerde, löslich in Salzsäure	4,89	8,42 pCt.
» » » Schwefelsäure . . .	3,53	
Eisenoxyd, » » Salzsäure	3,94	4,30 »
» » » Schwefelsäure . . .	0,36	

Kalkerde, löslich in Salzsäure 15,31 pCt.
Magnesia, » » » 1,48 »
Kali, » » » 0,71 »
Kohlensäure . . . . 11,42, entspr. $CaCO^3$ = 25,95 pCt.

Die Thon-haltigen Theile des Diluvialmergels von Hohnstorf gaben:

Thonerde, löslich in Salzsäure . . . . . 5,76 } 9,77 pCt.
» » » Schwefelsäure . . 4,01 }
Kohlensauren Kalk . . . . 12,75 pCt.

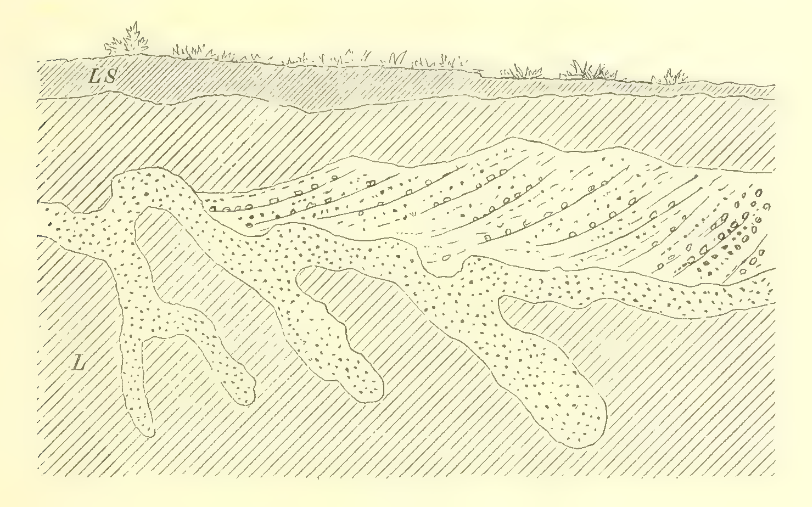
Die nach dem Ausziehen mit Salzsäure durch Schwefelsäure gelöste Thonerde, auf Wasser-haltigen Thon berechnet, ergiebt:

	Thongehalt im Gesammtboden:
1. Mergel von Sonnenborstel . . .	4,9 pCt.
2. » » Hohnebostel	3,2 »
3. » » Hohnstorf	3,5 »

Gehalt an kohlensaurem Kalk.

Fundort	Kohlensaurer Kalk pCt.
Sonnenborstel bei Nienburg	13,7
Hohnebostel bei Bienenbüttel	12,9
Hohnstorf, ebenda	7,6
Streetz bei Dannenberg	10,3
Rätzlingen, östlich Uelzen	9,4
Fischerhof bei Uelzen	6,2
Lindsburg	10,6
Miedingen bei Soltau	11,2
Meinern, ebenda	18,8
Hittingen bei Visselhövede	8,9
Prielip bei Rosche	9,2
Schessinghausen bei Nienburg	8,6

Eine eigenthümliche Erscheinung wurde in einer Ziegeleigrube westlich Rosche beobachtet und ist in folgendem Holzschnitte wiedergegeben. In einer Lehmwand des Unteren Mergels war eine einige Meter lange Einlagerung von geschichtetem Sande vorhanden, unter welcher langgezogene, sackartige Vertiefungen sichtbar wurden, welche mit einem braunen, eisenschüssigen Sande erfüllt waren.



Der Diluvialthonmergel. Im Lüneburgischen, wie auch in der Gegend von Verden und Nienburg scheint diese Ablagerung bei weitem weniger verbreitet zu sein, als der Untere Diluvialmergel. Wie in anderen Diluvialgebieten finden sich staubreichere, mehr dem Mergelsande genäherte Thonmergel neben äusserst thonreichen Ausbildungen. In dieser letzteren Eigenschaft wird er an vielen Stellen zur Ziegelfabrikation gegraben, zu welcher er um so mehr geeignet ist, als auch in dieser Schicht des Hannöverschen Diluviums der Kalkgehalt bis auf grosse Tiefe, häufig über 2 Meter, ausgelaugt ist. So sieht man in den Ziegeleigruben östlich Visselhövede, nahe Romanshof und der Grapenmühle, beim Bahnhofe Emmingen und Kirchlinteln nur den kalkfreien Thonmergel aufgeschlossen. Auffallend ist, dass sich in vielen Fällen die entkalkte Schicht des Thones dem Auge nicht bemerklich macht und nur durch Prüfen mit Salzsäure die Grenze

der kalkfreien Rinde beobachtet werden kann, während sonst gewöhnlich mit dem Verwitterungsprocesse eine Oxydation der Eisenverbindungen bewirkt und dadurch eine gelbliche und braungelbe Färbung in der veränderten Lage herbeigeführt wird. Dem gegenüber besitzt eine sogar recht kalkreiche (27,3 pCt. kohlensauren Kalk führende) Schicht von Thonmergel bei Möhr, unweit Heber nördlich Soltau, eine gelbe Färbung.

Fast überall tritt eine feine Schichtung durch Wechsellagerung sandigerer und thonreicherer Absätze ein (Bänderthon in Sachsen).

Ein sehr feinsandiger Thonmergel findet sich bei Witzetze südlich Dannenberg. Als ein diesem Vorkommen in jeder Weise entsprechendes ist dasjenige südlich Steinkenhöfen nahe Bispingen zu bezeichnen. Mit der bekannten blaugrauen Farbe (Blauer Thon) tritt er nahe am Bahnhofe Soltau, bei Heber, nahe Bispingen, Walle unweit Langwedel [1]), Sareitz und am Höbeck in mehreren Aufschlüssen zu Tage. Besondere Erwähnung verdient eine Thongrube an dem Dorfe Hützel, weil hier ein Diluvialthon gegraben wird, welcher eine über 3 Meter starke gelbe Verwitterungsrinde besitzt. Der Kalkgehalt stellt sich hier erst in $^1/_2$ Meter Tiefe des blauen Thones ein. Die Oxydation des Eisenoxydules ist somit erst nach der Entkalkung eingetreten. Eigenthümlich sind in der gelben Schicht einige Decimeter lange Röhren mit concentrischer Struktur, welche jedenfalls der Einwirkung von so tief gehenden Wurzeln ihren Ursprung verdanken. Aehnliche Bildungen habe ich bislang nur in den Thongruben nahe Gross-Glienicke nördlich Potsdam gesehen.

Die in letzterer Gegend besonders häufig auftretenden, den Diluvialthonmergel überlagernden Mergelsande und Glimmersande treten hier sehr zurück. Ein charakteristischer Mergelsand wurde überhaupt nur am Dorfe Rätzlingen als $^1/_2$ Meter starke Bank über Unterem Diluvialmergel gefunden. Er besass einen Kalkgehalt von 18,1 pCt.

Bei Heber, Möhr, Steinkenhöfen und Witzetze tritt der Thonmergel, an letzterem Orte an einigen Stellen vom Unteren Diluvial-

---

[1]) Nicht das durch seinen Septarienthon bekannt gewordene Walle bei Celle.

mergel überlagert, in dem eigentlichen Wiesenniveau, dicht am Rande derselben, nicht am Abhange, auf, also in gleicher Weise, wie das Ausgehende des Unteren Mergels so häufig beobachtet wurde. Nahe Hützel, am Bahnhofe Soltau, bei Emmingen, Walle bei Langwedel und Sareitz, wie auch am Höbeck ist sein Ausgehendes, wie in der Mark gewöhnlich, am Rande der Hochfläche oder der Thalrinnen.

Die petrographische Beschaffenheit der Thonmergel der beobachteten Aufschlüsse ergiebt sich aus folgenden Analysen:

Diluvialthonmergel.

Mechanische Analyse und Kalkgehalt.

Fundort	Sand			Thon-haltige Theile		Summa	Kohlensaurer Kalk pCt.
		0,5–0,1mm	0,1–0,05mm	Staub 0,05–0,01mm	Feinste Theile unter 0,01mm		
Heber, östlich am Wege nach Timmerloh	5,8	0,4	5,4	94,0		99,8	25,6
Nördlich Heber, am Gehöft von Möhr	3,9	1,3	2,6	33,1	63,0	100,0	27,3
Steinkenhöfen	0,16	0,12	0,04	52,0	48,2	100,36	6,0
Am Bahnhofe Soltau	18,1	8,2	9,9	30,3	51,6	100,0	11,8
Am Dorfe Hützel	5,6	1,2	4,4	94,4		100,0	4,0
Oestlich Sareitz	10,5	6,4	4,1	89,5		100,0	13,6
Am Dorfe Witzetze	5,7	0,4	5,3	94,3		100,0	11,2

Die Thon-haltigen Theile des Thones von Heber.

Löslich in Salzsäure:

Thonerde . . .	1,96
Eisenoxyd . . .	3,23
Kalkerde . . .	16,57
Magnesia . . .	1,55
Natron	0,18
Kali	0,71
Kohlensäure . .	12,02
Wasser	5,77.

Löslich in Schwefelsäure:

Thonerde . . .	3,36	entspr. 8,1 Wasser-halt. Thon
Eisenoxyd . . .	0,57	
Kalkerde . . .	Spur	
Magnesia . . .	0,24	
Kali	0,71	
Natron	0,06	
Unlösl. Rückstand	53,07	
	100,00.	

Die Thon-haltigen Theile des Thones von Hützel.

Thonerde, löslich in Salzsäure . .	3,91	8,79 entspr. 11,5 Wasser-halt. Thon.
» » » Schwefelsäure	4,88	
Eisenoxyd, löslich in Salzsäure . .	3,71	4,28
» » » Schwefelsäure	0,57	
Kali, löslich in Salzsäure	0,58	1,59.
» » » Schwefelsäure . . .	1,01	

Die Thon-haltigen Theile des Thones von Steinkenhöfen.

A. Feinste Theile:

Thonerde, gelöst durch Schwefelsäure	5,70
Kali, . . » » »	1,45.

B. Staub:

Thonerde, gelöst durch Schwefelsäure	4,33
Kali, . . » » »	0,91.

Die Süsswasserkalkbecken.

Für Süsswasserkalkbecken sind mir im Hannöver'schen bislang folgende Fundorte bekannt geworden:

Uelzen und Westerweyhe, Rosche, Teyendorf, Honerdingen bei Walsrode, Nedder-Averbergen bei Verden und Neuenvörde bei Kirch-Linteln, zu welchen noch sehr wahrscheinlich Godenstedt bei Zeven hinzu kommt. Hierher ist jedenfalls auch das bereits abgebaute Becken von Mengebostel zu stellen, da die chemische Analyse desselben volle Uebereinstimmung ergiebt.

Die Lager von Uelzen und Westerweyhe [1]) sind schon beschrieben. Ich habe nur noch hinzuzufügen, dass in der Uelzener Stadtgrube an den Wandungen der zahlreichen Riesenkessel, deren ich auf einem Streifen von 4 Meter Breite und 180 Meter Länge 81 zählte, kopfgrosse Partieen von Kieselguhr auftreten.

Der Süsswasserkalk von Rosche.

Zahlreiche kleinere Becken mit Süsswasserkalk liegen, sich in ostwestlicher Richtung aneinanderreihend, westlich Rosche an der Chaussee nach Uelzen.

In den Aufschlüssen sieht man unter 1 Meter, am Ausgehenden nur $^1/_2$ Meter, doch nach der Mitte bis 3, zuweilen 4 Meter mächtig werdender Sandbedeckung einen in den oberen Lagen weissen, oft gelb geflammten, unten blaugrau gefärbten Kalk. Besonders die unteren Lagen sind von zahlreichen halmartigen Pflanzenresten durchzogen. Die Auflagerung des Sandes auf dem Süsswasserkalke bildet aber keine gerade Linie, sondern der Sand greift zapfenartig in die oberen Lagen desselben ein. Als Grenzschicht zwischen dem Kalk und dem Sande findet man eine, wenn auch nur 3—5 Centimeter starke, schwarzbraune Schicht sandiger, braunkohleähnlicher Substanz, welcher in den grösseren Anhäufungen innerhalb der Kessel mehr Thon beigemengt zu sein scheint. Der

---

[1]) K. Keilhack, Ueber praeglaciale Süsswasserbildungen u. s. w. Jahrbuch der Kgl. preuss. geol. Landesanstalt für 1882, S. 146 ff.

den Süsswasserkalk überlagernde Sand besteht aus zwei Schichten. Der das Hangende bildende Sand ist wohl geschichtet und enthält dünne Grandbänkchen; er ist als unterer Diluvialsand zu bezeichnen, während die obere gelbbraune, viele Steine, oft pyramidale kleinere Geschiebe führende Sandschicht der Obere Diluvial- oder Geschiebesand ist. Die Schichtung des Unteren Sandes verläuft im Allgemeinen parallel mit der welligen Oberfläche des Kalkes; es ziehen sich also die Sandschichten in die Kessel hinab. Diese letzteren stimmen genau mit denen von Uelzen und Westerweyhe [1]) beschriebenen überein und sind daher auch als Riesentöpfe aufzufassen.

Die chemische Zusammensetzung dieses Süsswasserkalkes ist nach Hanstein [2]) die folgende:

Kohlensaure Kalkerde	85,52
Eisenoxyd, Manganoxyd und Thonerde	3,45
Phosphorsäure	0,44
Kieselsäure, in Säure löslich	0,36
In Säure unlösliche Substanz . . .	6,72
Organische Substanz	2,62
	99,11.

Der Süsswasserkalk enthält nach meiner Prüfung, wie die folgenden, auch schwefelsaure Kalkerde, ebenso fehlt der Analyse die Angabe des Gehaltes an Wasser.

Das Süsswasserkalkbecken von Teyendorf.

Uelzen, Rosche und Teyendorf liegen auf einer von Ost nach West streichenden Linie. Etwas nördlich von Teyendorf, am Wege nach Stütensen, nur einige Hundert Schritte östlich entfernt, befindet sich in einer schwachen uhrglasförmigen Vertiefung ein etwas über 3 Meter tief gegrabener Aufschluss, dessen senkrecht abgestochene Wand etwa 12 Meter lang ist und einen weissen, Kreide-

---

[1]) G. Berendt, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXII, S. 61 und E. Laufer, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXV, S. 623.

[2]) A. Orth, Schlesisches Schwemmland, S. 246 und 247.

mergel ungemein ähnelnden Süsswasserkalk unter einer Bedeckung von 1 bis 2 Meter ungeschichtetem grobem Sande mit vereinzelten Geschieben (Geschiebesand, Decksand) entblösst hat. Dieser Sand überlagert hier direkt den Süsswasserkalk, ohne dass eine braune, eisenschüssige oder humose Zwischenlage bemerkbar wird; auch trichterförmige Vertiefungen sind nirgends vorhanden.

Der Süsswasserkalk von Teyendorf ist nicht ganz frei von gröberem Materiale; öfters stellen sich bis wallnussgrosse dunkle Feuersteine ein und zuweilen auch Concretionen und Kreidestücken.

Der Schlämmrückstand enthält fast ausschliesslich Quarz, doch bemerkt man auch vereinzelte rothe Feldspathe, und ferner finden sich einige Deckelchen von *Bythinia* in demselben.

Die Untersuchung ergab:

Kohlensaurer Kalk	85,4 pCt.
Schwefelsaurer Kalk	0,9 »

Die beckenartige Lagerung geht auch aus der Beschreibung des Gutsförsters Meese hervor: »Das Mergellager ist sehr verschieden mächtig und hat auch keine grosse Ausdehnung; westlich am Wege, wo der Boden steigt, wird die Lage immer schwächer und hat jetzt nur noch eine Stärke von ungefähr 1 Meter, wird aber bald ganz aufhören, dahingegen besitzt es südlich in der Niederung eine Stärke von 3 bis 4 Meter. Unter dem Mergel findet sich weisser Sand.«

Das Süsswasserkalkbecken von Honerdingen[1].

Honerdingen liegt nordöstlich Walsrode, an der Strasse nach Soltau. Nördlich vom Wege befinden sich an dem schwachen Gehänge einer flachen Einsenkung, welche als Fortsetzung der hier von Norden in die Böhme einmündenden Warnau zu betrachten

[1]) Von Hunaeus wurde dieses Lager als tertiär betrachtet, ebenso auch das von Uelzen und Westerweyhe. Siese dessen geognostische Karte der Provinz Hannover.

ist, ansehnliche Aufschlüsse des in der Umgegend sehr begehrten Süsswasserkalkes. Es werden hier jährlich 3000 bis 4000 Fuder zur Melioration des Ackerbodens ausgebeutet und pro Morgen etwa 160 Cubikfuss aufgebracht. Die Farbe des Materiales ist vorwiegend graublau, doch kommen auch sehr hell, bis weiss gefärbte Schichten vor; damit im Zusammenhange stehend sind die gefundenen Schwankungen des Kalkgehaltes. Der Süsswasserkalk ist ausserordentlich fein geschichtet und wird dadurch für seine Verwendung recht passend. Seine chemische Zusammensetzung ist folgende:

	(nach Kraut)	(nach Laufer)	(nach Bente)
Kohlensaure Kalkerde . .	60,42	58,26	72,22
Schwefelsaure Kalkerde .	—	3,28	
Kohlensaure Magnesia . .	1,16	0,57	
Eisenoxyd	2,18	2,26	
Phosphorsäure	—	0,15	
Kieselsäure, in Säure löslich	0,73	1,23	
In Säure unlösliche Substanz	19,16	18,80	
		0,12 lösl. Kali	
Wasser	4,41	15,24	
Organische Substanz . . .	12,56	Spuren Schwefel	
	100,62	99,91.	

Eine Auskochung mit Soda ergab:

Lösliche Kieselsäure = 1,73, welche vorwiegend auf Infusorien zurückzuführen ist, indem dieselben unter dem Mikroskope bei der Prüfung des Rückstandes sichtbar sind. Vom Rückstande liess sich abschlämmen: Sand = 1,84 pCt., das Uebrige ist thonige Substanz.

Wie bei Uelzen und Rosche, so tritt auch bei Walsrode der Süsswasserkalk als linsenförmige Beckenausfüllung im Diluvium auf. Von diesen Lagerungsverhältnissen kann man sich aber nicht besser überzeugen, als gerade beim Anblick des senkrecht abgegrabenen Aufschlusses.

Der Kalk, welcher zur Zeit nur 2,5 Meter tief blossgelegt ist, wird von einer, mit wenig Sand vermischten diluvialen Braunkohle direkt überlagert und zwar in einer Mächtigkeit von 0,3 bis 0,6 Meter. Ueber dieser Schicht folgt eine nur einige Centimeter starke Schicht eines Moostorfes und hierüber liegen humose oder kohlige, feinere und gröbere Sandschichten von etwa 3 Meter Mächtigkeit, dazwischen treten auch humose thonige Bänkchen auf. Diese Bildungen werden von deutlich geschichtetem, die Linsenstruktur des ganzen Absatzes vorzüglich bezeichnenden Diluvialsande bedeckt. Dieser untere Diluvialsand besitzt in maximo eine Mächtigkeit von 5 Meter und wird ferner von einer etwa 1,2 — 1,5 Meter betragenden Decke oberen Diluvialsandes (Geschiebesandes) überlagert. Besonders durch die Einlagerung von schwachen Grandbänkchen wird im unteren Diluvialsande die Beckenbildung ausgezeichnet wiedergegeben. In Folge dieser Lagerung sehen wir an der Grubenwand, welche ziemlich genau von Süden nach Norden verläuft, die Schichten nach beiden Richtungen stark aufgerichtet. Weniger deutlich war zur Zeit die Wiederkehr der Aufrichtung des Mergels nach Süden bemerkbar.

Als Liegendes des Süsswasserkalkes soll eine Muschel- resp. Schneckenschicht nach Aussage der Leute auftreten.

Von besonderem Interesse sind die in dem Süsswasserkalke eingeschlossenen organischen Reste.

Von Conchylien ist nur *Valvata piscinalis* beobachtet und auch nur in wenigen Exemplaren.

Einige Hirschgeweihe von hier sind in das Hannöversche Museum gekommen [1]).

Häufig finden sich Fischschuppen. Ein von mir gesammelter Fisch, von welchem leider der Kopf fehlte, erwies sich nach

---

[1]) C. Struckmann, Ueber die bisher in der Provinz Hannover aufgefundenen fossilen und subfossilen Reste quartärer Säugethiere, S. 18, 34 und 35. Jahresber. der Naturhist. Ges. in Hannover.

H. Steinvorth, Zur wissenschaftl. Bodenkunde des Fürstenth. Lüneburg, führt von Honerdingen noch Funde von Knochen des Auerochsen, Biber und Reh und einer unbestimmten, platthörnigen Hirschart, an.

Bestimmung des Herrn Dr. HILGENDORF als Blei, *Abramis brama*. Die Schuppen gehören dem Barsch, in zahlreicheren Exemplaren dem Karpfen an.

Selten kommen, wie auch bei Nedder-Averbergen, unbestimmbare Reste von Käfern vor.

Ferner wurden folgende Pflanzenreste gefunden, deren genauere Bestimmung ich Herrn F. KURTZ verdanke.

Alnus glutinosa GÄRTN.
Corylus avellana L.
Fraxinus excelsior L.
Fagus silvatica L.
Carpinus Betulus L.
Juglans regia L.
Acer campestre (2 Samenflügel)
Quercus Robur L. *Subsp. sessiliflora* SM.
Arundo Phragmites L.
Equisetum palustre L.
Ceratophyllum demersum L.

Ausserdem fanden sich breit gedrückte Eicheln, Erlenfrüchte, Lindensamen und Kiefernzapfen. Das Vorkommen der Wasserpflanze *Ceratophyllum* entspricht dem von *Utricularia* in der Kieselguhr von Oberohe.

Holzstücke waren mit Vivianit überzogen, welcher sich auch in kleinen Partieen im Süsswasserkalk findet.

Der diluviale Moostorf lässt sich nach einer Untersuchung des Herrn Dr. FRÜH in eine mittlere braune Schicht und zwei etwas dunklere Aussenseiten zerlegen.

Die Aussenseite zeigt schon mit blossem Auge erkennbare schwarze Stengelchen und Fäden von Hypneen, unter denen *Hypnum trifarium* vorzuherrschen scheint. Ferner finden sich hier Blattreste von Cyperaceen oder Gramineen, einige Reste von *Sphagnum*, Pollenkörner einer Conifere, vielleicht auch *Myrica Gale*.

Die Aussenseite ist somit Hypnumtorf.

Die mittlere Schicht besteht aus fast reinem Sphagnumtorf, wieder gemischt mit Resten von Cyperaceen und Gramineen. Sie enthält Pollenkörner einer Conifere, ganz selten von Amentaceen (im Süsswasserkalk wurde bereits das Auftreten von Wallnussblättern [*Juglans*] erwähnt), *Erica* fehlt ganz.

Herr Dr. Karl Müller in Halle hat im Allgemeinen diese Untersuchung bestätigt. Er glaubt jedoch, dass *Hypnum aduncum*, nicht *trifarium* vorliegt.

Diese Moostorfschicht weicht somit von der unter Haidesand am kurischen Haffe durch G. Berendt[1]) gefundenen ab, welche *Hypnum turgescens* mit *Hypnum nitens* enthält, sie scheint auch keine Uebereinstimmung zu besitzen mit dem Vorkommen bei Lauenburg, wenngleich diese Schicht auch durch den Einschluss von Früchten, von *Trapa, Pinus, Quercus, Corylus, Carpinus* u. s. w. an die vorliegenden Ablagerungen erinnert.

Die diluviale Braunkohle zerfällt in faustgrosse Stücke, welche beim Trocknen blätterige Sprünge erhalten. Die Prüfung auf ihren Brennwerth ergab, dass derselbe etwa halb so gross ist, als der guten böhmischen Braunkohle. Nach der Berthier'schen Methode wurden 10,7 Gramm Blei durch ein Gramm Kohle reducirt, während gute Braunkohlen 16—25 Gramm Blei liefern. Die Asche enthält nur wenig Kalkerde. Die Kohle wird am Orte zur Heizung einer Wasserpumpe verbraucht.

Das Süsswasserkalkbecken von Nedder-Averbergen.

Dieses Lager liegt in genau östlicher Richtung von Honerdingen, etwa $1^1/_2$ Meile südöstlich von Verden.

Ich fand diesen Aufschluss vollkommen unzugänglich. Die in der Wiesenfläche liegenden Gruben waren mit Wasser gefüllt, so dass ich an Ort und Stelle nur den in grosser Menge ausgeschachteten Süsswasserkalk in Augenschein nehmen konnte. Wenn auch nicht so häufig, wie bei Honerdingen, so kommen doch Laubholzblätter hier nicht selten vor.

Die gefundenen Reste liessen noch keine genaue Bestimmung zu, wohl aber sammelte ich dort mehrere Haselnüsse und Kiefern-

[1]) Geologie des kurischen Haffes u. s. w. 1869, S. 37.

zapfen. Von Conchylien[1]) kommen in dem Süsswasserkalke *Helix austriaca*, *Valvata piscinalis* und *Limnaea palustris* vor.

Durch den Besitzer Herrn C. Müller in Weitzmühlen erhielt ich eine Anzahl Fischwirbel und einige Kiefer mit gut erhaltenen Zähnen des Hechtes, *Esox lucius*, ein Stück Schildplatte einer Schildkröte, *Emys europaea*, und eine wohl erhaltene Geweihstange des Rothhirsches. Ein Femur schien eher dem Dammhirsche[2]) anzugehören.

Recht bemerkenswerth ist das Vorkommen von Rhinoceros[2]) spec., von welchen ein mittlerer und äusserer *Metacarpus*, sowie eine Epiphyse in meinen Besitz gelangte.

Auch die Angaben der Lagerungsverhältnisse verdanke ich jenem Herrn Besitzer. Nach dessen Aussage liegt hier ein Süsswasserkalkbecken, welches in maximo eine Mächtigkeit von 20 bis 24 Fuss besitzt und im Profile in mannichfach gewundener Linie von gröberen und feineren Sanden überlagert wird, jedoch so, dass nach den Seiten zu die Mächtigkeit dieser Sandbedeckung abnimmt. Ueber diesen Sanden liegt eine 6—8 Fuss starke Moorschicht und über dieser wieder 10 Fuss Sand, worauf die jüngste nur schwache Moorbildung den Abschluss bildet. Unter dem Süsswasserkalke folgt eine nur dünne Moorschicht und dann eine auch nur wenig mächtige Bank feinen Thones, welcher etwa 12 Procent kohlensauren Kalk enthält.

Das ganze Becken umfasst ein Gebiet von etwa 5—6 Morgen. Meine chemische Untersuchung gab folgende Resultate:

Kohlensaure Kalkerde	57,43
Schwefelsaure Kalkerde	6,26
Kohlensaure Magnesia	7,18
Eisenoxyd	6,55
Phosphorsäure	0,24
In Säure unlösliche Substanz . . .	9,98
Wasser und organische Substanz .	10,75
An Humus gebundene Kalkerde . .	1,91
	101,02.

[1]) Nach freundlicher Bestimmung des Herrn v. Martens.

[2]) Nach freundlicher Bestimmung des Herrn Nehring.

Das Süsswasserkalkbecken von Neuenvörde bei Gross-Linteln.

Nahe der kleinen, nur aus drei Gehöften bestehenden Ansiedelung Neuenvörde hat man dicht am westlichsten Gehöfte ein Süsswasserkalkbecken aufgeschlossen. Die am Abhange zu einem kleinen Bache gelegene Grube fand ich verschüttet, konnte mich aber überzeugen, dass das Hangende hier ein gröberer Unterer Diluvialsand ist, dessen Mächtigkeit von den Leuten von 2 bis 6 Meter schwankend angegeben wurde. An der Basis des Süsswasserkalkes liegt eine nur wenig mächtige Eisenschicht (ähnlich der Eisenschicht des Glindower Thones).

Der Süsswasserkalk enthält hier ebenfalls Laubblätter, Holzreste mit Vivianit, Kiefernzapfen und Reste vom Hirsch.

Bei meinem kurzen Aufenthalte an diesem Orte fand ich im Kalke Blätter von

Quercus Robur L. *Alnus glutinosa* Gärtn.
und Samen von *Pinus silvestris,*

häufiger kam, wie bei Honerdingen, *Ceratophyllum* vor.

Die von mir ausgeführte Analyse ergab:

Kohlensaure Kalkerde	78,58
Schwefelsaure Kalkerde	0,75
Kohlensaure Magnesia	0,57
Eisenoxyd	1,60
Phosphorsäure	0,10
Lösliche Kieselsäure	0,44
Unlöslicher Rückstand	12,22
Wasser und organische Substanz .	4,97
An Humus gebundene Kalkerde . . .	0,75
	99,98.

Die Infusorienerdebecken.

Die Infusorienerde von Oberohe und Nedderohe bei Hermannsburg und die östlich Soltau gelegene von Hützel, Steinbeck und

Grevenhof hat K. Keilhack bereits beschrieben. Ich füge noch bei, dass als Liegendes der Infusorienerde von Steinbeck eine 3—4 Fuss mächtige Lage von Süsswasserkalk (mit 33 Procent kohlensaurem Kalk) auftritt.

Wie bei Oberohe von G. Berendt in der Infusorienerde Pflanzenreste gefunden wurden, so gelang es mir auch bei Hützel, wo übrigens Meter lange Kiefernstammreste in diesem Lager vorkommen, mehrere Laubblätter zu sammeln. Es fanden sich Blätter von

Populus tremula, *Alnus glutinosa*, *Fraxinus excelsior*

und ausserdem mehrere Kiefernsamen, Kiefernzapfen waren sehr häufig.

Das erst in jüngster Zeit aufgeschlossene Becken von Kieselguhr nördlich Suderburg enthält ebenfalls Blattreste. Es scheint von Süsswasserkalk unterlagert zu werden. Dieselben Verhältnisse zeigt das Vorkommen bei Hösseringen. An beiden Orten wird man bei einigem Zeitaufwande auch bestimmbare Pflanzenreste finden.

Zu den von K. Keilhack [1]) zusammengestellten organischen Resten diluvialer Süsswasserbecken ist durch diese Untersuchungen hinzugekommen:

Zur Fauna:

Rhinoceros sp. — *Abramis brama*
Emys europaea — *Helix austriaca*.

Zur Flora:

Populus tremula — *Juglans regia*
Corylus avellana — *Fraxinus excelsior*
Ceratophyllum demersum — *Arundo Phragmites*
Equisetum palustre.

[1]) l. c. S. 169 u. 170.

Ich füge dieser Mittheilung noch bei, dass ich in der Gegend von Sulingen, zwischen Schlahe und Klein-Lessen eine grössere Grube fand, in welcher ein Kreidemergel aufgeschlossen ist. Ob hier wirklich anstehendes Kreidegebirge oder nur eine Kreidescholle vorliegt, vermag ich nicht zu entscheiden, doch scheint letzteres sehr wahrscheinlich.

Ueber gemengtes Diluvium und diluviale Flussschotter im norddeutschen Flachlande.

Von Herrn **F. Klockmann** in Berlin.

Die etwa um die Mitte des vorigen Jahrhunderts sich bahnbrechende Erkenntniss, dass die gesammte Reihe der geschichteten Ablagerungen der Erde nicht durch den einmaligen Act der »Sündfluth« geschaffen sein könnte, führte zu der Aufstellung von zeitlich verschiedenen Formationsgruppen, von welchen jede das Material zu ihrem Aufbau aus den Zertrümmerungsprodukten der nächst älteren oder des supponirten granitischen Urgebirgs in Folge gewaltsamer Erdrevolutionen genommen haben sollte. Unter dem Banne dieser Anschauung fand man nichts sonderlich Merkwürdiges weder an der ganzen Formation des aufgeschwemmten Landes noch an den darin enthaltenen grossen Blöcken und Geschieben; beides war das nothwendige Ergebniss einer letztmaligen Erdkatastrophe. So kann es nicht wundern, dass zu Anfang der Bemühungen um die geologische Deutung der norddeutschen Diluvialmassen mehr die Frage zu beantworten gestrebt wurde, wo jenes ältere Gebirge, aus dem die zerstreuten Blöcke sammt den umhüllenden Lehmen und Sanden abstammten, zu suchen sei, als die nach den wirksamen Kräften; und erst dann, als bei solchen Untersuchungen sich mancherlei Abnormes und die Wahrscheinlichkeit eines räumlich bedeutenden Transports herausstellte, trat die Frage nach dem geologischen Agens in den Vordergrund.

Ziemlich gleichzeitig entwickelten sich über die Herkunft der erratischen Blöcke drei [1]) verschiedene Ansichten.

Nach der ersten entstammten die Geschiebe direkt dem Untergrund. Sie sind die Trümmer ursprünglich zusammenhängender Felsmassen, aus denen sie nach Art der Granitblöcke des Brockens durch Verwitterung hervorgegangen sind. Diese gegen Ende des vorigen Jahrhunderts vielfach gehegte Meinung hielt noch 1803 Klaproth der näheren Untersuchung werth; sie war jedoch gegenüber den Einwänden von der überaus grossen Verschiedenheit der Geschiebe und der abweichenden chemischen Beschaffenheit der sie umschliessenden Sand- und Lehmschichten nicht aufrecht zu halten. Man dachte demgemäss in Anschluss an die theoretischen Ansichten Füchsel's an grossartige Gebirgseinstürze und folgte mit Interesse den phantastischen Ausführungen de Luc's in seinen geologischen Briefen, nach welchen durch das Niedersinken von Theilen der Erdkruste die in unterirdischen Höhlen enthaltenen expansiblen Flüssigkeiten zur Explosion gelangten, durch welche die Blöcke des uranfänglichen Gebirges herausgeschleudert wurden. Als der Glaube an expansible und explodirende Flüssigkeiten allmählich schwand, traten an Stelle der Einstürze plutonische Hebungen und die Gerölle wurden zu vulkanischen Bomben. (Forchhammer, Boll u. a.)

Nach einer zweiten Meinung entstammten die Blöcke den schlesischen, böhmischen Gebirgen und dem Harz, waren also südlichen Ursprungs und durch grosse Fluthen herbeigeschafft (Wrede).

Nach einer dritten endlich kamen sie aus dem skandinavischen Norden. Schon 1775 wies v. Arenswald auf Grund der Aehnlichkeit von in Pommern und Mecklenburg gefundenen Orthoceratiten und Trilobiten mit Gothländischen Vorkommnissen auf Schweden als die muthmaassliche Heimath hin. Mit noch mehr Recht konnte dies der vielgereiste Joh. Jac. Ferber aussprechen, dem auch zuerst der Gedanke an den Treibeis-Transport auf-

[1]) Eine vierte, die Chabrier'sche Ansicht, dass die erratischen Blöcke von fremden Weltkörpern zu uns gekommen seien, darf wohl unberücksichtigt bleiben.

tauchte (1784). Für die gleiche Abstammung und das gleiche Transportmittel entschieden sich auch (1790) v. Winterfeld und (1800) Jordan.

Diese drei verschiedenen Meinungen über die Herkunft unserer Geschiebeblöcke standen sich gegenüber, bis Hausmann im Jahre 1827 den zweifellosen Nachweis führte, dass der grösste Theil derselben aus Skandinavien herzuleiten sei. An weiteren Bestätigungen fehlte es nun auch nicht länger und der nordische Ursprung der Diluvialgeschiebe gelangte zur allgemeinen Annahme; immerhin verdient es aber erwähnt zu werden, dass gerade von Seiten solcher Geologen, die den norddeutschen Geröllen die eingehendste Aufmerksamkeit zugewendet hatten, noch im zweiten Viertel dieses Jahrhunderts Widersprüche laut wurden. So kam 1834 Klöden [1]) zu dem Resultat, dass die Frage nach dem Vaterland der Geschiebe der Lösung ferner stehe als je und dass man Schweden unmöglich als die Geburtsstätte unserer Petrefacten betrachten könne, und 1843 sprach Forchhammer [2]) aus, dass ausser den Kreide- und Kalkgeschieben auch die des Urgebirgs nicht von Schweden zu uns herabgeschwemmt, sondern aus dem eigenen Untergrund stammten.

Diese Widersprüche haben sich erst in den letzten 30—40 Jahren gelöst, nachdem auch das nordöstliche Europa mit in die Betrachtung gezogen und allen drei Anschauungen bis zu einem gewissen Grade Rechnung getragen wurde. Was vor 40 Jahren noch angefochten werden konnte, ist nunmehr durch genaue petrefactologische und petrographische Untersuchungen, auf Grund derer nicht nur das Ländergebiet im Allgemeinen, sondern vielfach auch die eng umgrenzte Gegend im Speciellen fixirt ist, zu einer unumstösslichen Gewissheit geworden; nichtsdestoweniger hat sich aber ein Theil der Beobachtungen, der die älteren Autoren hinsichtlich der erratischen Blöcke an den Untergrund denken liess, bewährt und mit diesem muss die Charakterisirung unserer Geschiebeablagerungen sowie die Theorie ihrer Bildung rechnen.

[1]) Die Versteinerungen d. Mark Brandenburg. S. 254.

[2]) Ueber die Geschiebebildung und Diluvialschrammen in Dänemark und einem Theil von Schweden. Pogg. Ann. Bd. 58.

Bei reichlichem Vorkommen von Geschieben mesozoischen und tertiären Alters bezieht man diese nicht mehr auf eine weit entlegene nordische Heimath, sondern auf den nächsten Umkreis. Sie sind einheimischen Ursprungs, wenn auch zumeist um eine Strecke südwärts verschleppt. Dann aber findet sich in unseren Diluvialschichten direkt Material, das aus dem Süden her transportirt wurde, eine Thatsache, die bisher weniger Beachtung erfahren hat. Ihr werden wir im Nachfolgenden unsere Aufmerksamkeit zuwenden.

Bekannt sind Vorkommnisse südlicher Materialablagerungen und deren Untermischung mit skandinavischen Geröll- und Schuttmassen aus der Diluvialzeit durchweg nur aus der Nähe der mitteldeutschen Gebirgskette, wo das Vorhandensein derselben, solange die Drifttheorie herrschte, nichts Auffälliges bot. Solche Vermengungen von Sedimenten aus entgegengesetzten Himmelsgegenden sind schon seit langer Zeit durch JASCHE vom Harzrande, aus Sachsen durch NAUMANN und COTTA bekannt geworden; man kennt sie ferner aus Nieder- und Mittel-Schlesien durch ORTH und aus Ober-Schlesien durch ROEMER, und im Westen Norddeutschlands, im Münsterlande, finden sie Erwähnung durch VON DECHEN und VON DER MARK. Ueberhaupt ist die Reihe der Mittheilungen vollständig, aus denen längs der Südgrenze des norddeutschen Diluviums eine ständige Vermischung von südlichem Material mit dem nordischen gefolgert werden kann.

Wie weit jedoch das südliche Material nordwärts in das Gebiet der typischen skandinavischen Ablagerungen Norddeutschlands vorgedrungen ist, über die in Frage kommenden Lagerungsverhältnisse und sonstigen geognostischen Umstände, wie Anschluss an vorhandene oder frühere Flussgebiete, darüber gebricht es fast noch völlig an Beobachtungen. Von GIRARD ist zuerst und am nachdrücklichsten auf eine solche weitgehende nördliche Verbreitung hingewiesen worden und die aus dem Süden stammenden Gerölle scheinen ihm so wichtig, dass er sie als »südliche Bildungen« den nordischen Diluvialsedimenten gleichwerthig an die Seite stellt. Doch auch die Bezeichnung »terrain mixte«, die der STARING'schen »Gemengtes Diluvium« entspricht, finden wir bei ihm. Mit Bezug

auf ihre Lagerung oder ihren Ursprung hat man sie auch als jüngeres oder einheimisches Diluvium, wie neuerdings noch LOSSEN unterschieden und im Gegensatz zu dem mittelst Eis transportirten glacialen Diluvium kann man sie auch mit dem Namen eines »fluviatilen Diluvium« belegen.

In Folge der ersten grösseren geognostischen Kartirungsarbeiten im germanischen Tieflande ist es dann ein Verdienst unserer holländischen Nachbarn in der Person STARING's, die Bedeutung der aus nordischem und südlichem Material zusammengesetzten Diluvialablagerungen erkannt und durch deren räumliche Abgrenzung diese im Gegensatz zu dem skandinavischen sowohl, wie zu dem Rhein- und Maassdiluvium Hollands gestellt zu haben. Das gemengte Diluvium erfüllt in den Niederlanden nach STARING's Aufnahmen den grösseren Theil der Provinzen Overyssel, Geldern und Utrecht und ist aus der Vermischung rein nordischer Gerölle und Sande mit solchen, die durch Rhein und Maass aus den von ihnen durchflossenen Uferlandschaften, im Wesentlichen aus dem Rheinischen Schiefergebirge und den Ardennen fortgeführt sind, hervorgegangen.

Die Höhen, bis zu welchen das gemengte Diluvium ansteigt, sind nicht unbeträchtlich, sie erreichen im Lemelerberg 81 Meter, im Eltenberg 96 Meter. Der Hoog Ruurlo gipfelt in 78 Meter, der Schenkenshal in 80 Meter, der Wiesselwald hat 104 Meter und endlich der Sörenwald sogar 107 Meter Meereshöhe. Bis zu solchen Höhen vermochten die diluvialen Ströme ihre Schotter zu tragen.

Nördlich der erwähnten Provinzen, nämlich in Groningen, Drenthe und Friesland stellen die STARING'schen Karten ein unvermischtes skandinavisches Diluvium dar, allein auch hier ist von MARTIN [1]) zunächst für den Hondsrug festgestellt, dass in demselben südliche Gerölle, namentlich aus dem rheinischen Spiriferensandstein vorkommen, dann aber auch allgemein ausgesprochen worden [2]), dass »in Holland ein rein nordisches Diluvium nicht vorhanden ist.« In der zuletzt citirten Arbeit wird sodann von

[1]) Niederländische und nordwestdeutsche Sedimentärgeschiebe. Leiden 1878.

[2]) Ueber das Vorkommen eines gemengten Diluviums etc. in den Dammer Bergen. Abhandl. d. naturw. Vereins zu Bremen. Bd. VII, S. 328.

Martin weiter ausgeführt, dass auch in den Dammer Bergen im Süden Oldenburgs, sowie im Diluvium des Wesergebirges und selbst noch in dem des Nordens von Oldenburg eine Vermischung skandinavischen Materials mit südlichen — namentlich Jura- und Buntsandsteingeröllen und solchen des Piesberger Kohlenconglomerats — die herrschende Erscheinung ist, wenn sich auch eine stetige Abnahme des südlichen Materials in der Richtung von Süden nach Norden constatiren lässt. Von den aus seinen Beobachtungen gezogenen Schlüssen sei hier als wichtig für die vorstehende Untersuchung erwähnt, dass sowohl in den Niederlanden als im nordwestlichen Deutschland das Diluvium vorherrschend ein gemengtes und in der Südnord-Richtung transportirtes ist, und zwar ging dieser Transport zu derselben Zeit vor sich, als die nordischen Gerölle aus entgegengesetzter Richtung zu uns gelangten.

Bei der Feststellung des Transportmittels dieser südlichen Gerölle darf nicht übersehen werden, dass letztere vor den nordischen durch ihre kantige und eckige Form ausgezeichnet sind.

Während demnach für das Gebiet westlich der Weser hinsichtlich der Antheilnahme südlichen Materiales an der Zusammensetzung der Diluvialablagerungen einigermaassen ausreichende Beobachtungen vorliegen, kann ein Gleiches nicht für das Flachlands-Areal östlich der Weser geltend gemacht werden. Hier giebt es im Grunde nur die eine Beobachtung, die sich auf den Fläming bezieht.

Es ist klar, dass erst von der Zeit ab, als die nordische Abstammung unserer Geschiebe allgemein zugegeben wurde, das Vorkommen zweifellos südlicher Gerölle in Gegenden, die sonst nur von skandinavischen Schuttmassen erfüllt werden, Aufmerksamkeit erregen konnte. Die erste Angabe solcher südlichen Gerölle, und zwar von Kieselschiefer in der Mark Brandenburg finde ich in K. C. v. Leonhard's Lehrbuch der Geognosie und Geologie vom Jahre 1835, S. 271. Wer diese Beobachtung zuerst gemacht hat, wird nicht erwähnt[1]), jedenfalls sind es aber dieselben Kiesel-

[1]) Wahrscheinlich ist es Klöden, der aus der Gegend von Kalau von Kieselschiefer berichtet. Beiträge zur min. u. geogn. Kenntniss d. Mark Brandenburg. 2. Stück d. Progr. 1829, S. 29.

schiefer, auf deren merkwürdiges Vorkommen auf dem Fläming, also im Süden der Provinz, Girard [1]) im Jahre 1844 wieder aufmerksam macht. »Die früher gemachte Beobachtung, dass der Flemming zum grossen Theil auf seinem südlichen Abfalle einen Sand trägt, der ausgezeichnet ist durch zahlreiche kleine Gerölle von etwa Zoll Grösse, die aus trübem weissem Quarz und schwarzen Kieselschiefer bestehen, liess mich bei Roslau, wo ich das Elbthal betrat, auch sogleich auf das Vorkommen derselben besonders achten, und so gelang es mir, dieselben auch bald aufzufinden. Es sind milchweisse oder schwach-gelbliche Quarze, oft auf der Oberfläche gelb, innen aber weiss, meist stark abgerundet; ferner schwarze oder ganz dunkelgrüne Kieselschiefer, welche noch die Richtung, in der sie schiefern, bemerken lassen und von vielen weissen Quarzgängen durchsetzt werden.«

Aus den Mittheilungen dieses Reiseberichtes sowie aus dem Abschnitt »Der Flemming« in seinem Buch »Die norddeutsche Ebene insbesondere zwischen Elbe und Weichsel« geht hervor, dass die ganze Südabdachung jenes Landrückens mit Milchquarzen und Kieselschiefern bestreut ist, deren Menge mit der Entfernung von der heutigen Elbe, also in der Richtung von Süd nach Nord abnimmt, die sich aber bis auf die Kammhöhe des Flämings hinauf und hier immer noch recht zahlreich in dem die Höhe bedeckenden Sande finden. Erst am Nordabfalle verschwinden sie allmählich und hören weiter nordwärts ganz auf. Neben den Milchquarzen und Kieselschiefern werden auch noch Basalte, Sandsteine, Granite und Gneisse gefunden, die nach Girard gleichfalls einen südlichen Ursprung haben sollen. Hinsichtlich der Basalte bedarf diese Beobachtung jedoch noch einer Bestätigung, da zu Girard's Zeiten das Vorkommen südschwedischer Basalte im norddeutschen Diluvium noch nicht bekannt war. Ferner sind Feuersteine die allgemeinen Begleiter der südlichen Findlinge, sodass hier ein wirkliches gemengtes Diluvium vorliegt. Selbst der Sand, der die südlichen Gerölle trägt, weicht von dem nordischen ab, indem Feldspath-

[1]) Girard, Resultate einer geognostischen Untersuchung der Gegend zwischen Wittenberg, Belzig, Magdeburg, Helmstedt und Stendal. Karsten's und v. Dechen's Archiv. Bd. XVIII, S. 89.

körnchen spärlicher werden und dafür Kieselschieferbröckchen eintreten.

Während seiner Reise im Jahre 1843 hatte GIRARD die gleichen Milchquarze und Kieselschiefer auch im Ohrethal (nach L. v. BUCH und FR. HOFFMANN der alte Elbelauf zur Weser) in der Gegend von Neu-Haldensleben und auf der Höhe der Calvörder Berge angetroffen. — Nach einer freundlichen mündlichen Mittheilung WAHNSCHAFFE's finden sie sich auch noch in reichlicher Menge weiter westlich in der Gegend von Oebisfelde.

Betrachtet man diese Vorkommnisse von südlichem Material auf dem Fläming und in der Gegend zwischen Neu-Haldensleben und Oebisfelde mit Rücksicht auf die hydrographische Beschaffenheit des Gebiets, so ist beiden Lokalitäten die Nähe der Elbe gemeinsam, und es kann gar kein Zweifel bestehen, dass die Elbe selbst diese Gerölle abgelagert hat, wenn auch die beträchtliche Höhe über dem Elbspiegel an ganz andere Stromverhältnisse und weit zurückliegende Zeiten gemahnt.

Die diluviale Schotterverbreitung seitens der Elbe tritt noch deutlicher hervor in einem nördlicher gelegenen Landstrich, wo ich aus Veranlassung von kartographischen Arbeiten für die geologische Landesanstalt diesbezügliche Beobachtungen zu machen Gelegenheit fand.

In dem von der Havel von Rathenow abwärts und der Elbe bis zur Einmündung der Havel gebildeten Winkel liegt eine im Mittel sich auf 60 Meter erhebende, in ihren grössten Höhen bis auf 108 Meter aussteigende diluviale Hochfläche, das Klietzer Plateau. Die Hauptmasse des von SO. nach NW. streichenden Rückens besteht aus Unterem Diluvialsand, dem der Oberfläche nahe einzelne unbedeutende Partieen von Unterem Geschiebemergel, die Ueberreste einer früher jedenfalls zusammenhängenden Bank, ein- und angelagert sind. Als Auswaschungsprodukt dieser Mergelbank sind die auf der Oberfläche mehr oder minder dicht auftretenden Gerölle anzusehen. Neben letzteren, welche oft eine ansehnliche Grösse erreichen, und untermischt mit ihnen finden sich auf der ganzen Diluvialinsel, nicht nur in ihrer mittleren Erhebung, sondern bis zu der Höhe von 108 Metern im sogenannten

Frau-Harkenberg eine zwar nicht gleichmässige, was die Menge anlangt, aber doch stets constatirbare Bestreuung von stark abgerollten und gerundeten Gesteinsbrocken von Haselnuss- bis Wallnuss-Grösse, welche allerdings im wesentlichen aus nordischem Material (Granit, Gneiss, Amphibolit, Hälleflint etc.) besteht, unter denen und, wie aus den Profilen hervorgeht, innig vermengt mit einander, aber stets und an einzelnen Punkten sogar vorwiegend schwarze, von weissen Quarzadern durchzogene Kieselschiefer sowie Milchquarze, seltener Basaltlavastückchen und grüngefleckte Quarze (letztere vielleicht aus den Phylliten des Voigtlandes?) vorkommen. Ebenso fehlen auch dem Sand der Oberfläche an keiner Stelle die Kieselschieferkörnchen. Fragmente von Grauwacken, Granuliten und anderen typischen sächsischen Gesteinen habe ich mit Sicherheit nicht entdecken können.

Ganz dieselben Gerölle, ein Gemenge von nordischem und südlichem Material, sind nun aber in den jüngsten, der Gegenwart angehörigen Anschwemmungen der Elbe und im Elbebett selbst vertreten.

Es ist hier wohl der Platz, darauf aufmerksam zu machen, dass nicht die Kieselschiefer und Milchquarze, welche bei der Entscheidung der Frage, ob von Süden eingeschwemmtes Material vorliegt, die wichtigste Rolle spielen, da sie überall von Holland bis nach Schlesien unter denselben Verhältnissen gefunden werden, an sich beweisend für die südliche Abstammung sind, sondern nur ihr eigenthümlicher unverkennbarer Habitus und ihr reichliches, im Süden sich mehrendes Auftreten.

Kieselschiefer von skandinavischer Herkunft sind, wenn auch sehr selten, in der Gegend Berlins beobachtet, — darunter bewahrt die geologische Landesanstalt sogar ein Stück mit Glacialschrammen auf — aber diese zeigen eine ganz andere Beschaffenheit, abgesehen von der beträchtlicheren Grösse dieser Findlinge. Bei den nordischen Kieselschiefern ist die Farbe durchweg eine grauschwarze, statt der tiefschwarzen oder tiefdunkelgrünen der südlichen; das Korn ist ein gröberes, während bei jenen die Feinheit des Korns auf den Bruchflächen einen stumpfen, sammetartigen Glanz bedingt, und vor Allem fehlen den nordischen die zahlreichen weissen

Quarztrümer, die runden Formen und die glänzende, wie lackirt aussehende Aussenseite. Von den Milchquarzen gilt Aehnliches; die grosse Häufigkeit, die kleinen ellipsoidischen Gestalten und ihre rein weisse, nur oberflächlich etwas gelbliche Farbe charakterisiren sie vortrefflich und unterscheiden sie leicht von den aus der Verwitterung der nordischen Granite und Gneisse hervorgegangenen Quarzgeröllen.

Doch kehren wir zu unserem Gegenstand zurück.

Die Höhendifferenz zwischen dem höchsten Punkt des Klietzer Plateau (108 Meter), der wie erwähnt die Kieselschiefer- und Milchquarz-Bestreuung trägt und dem Elbspiegel in gleicher geographischer Breite (25 Meter) beträgt 83 Meter.

Wenn somit die Elbe ihre Schotter zu einer bestimmten Zeit noch in der Breite von Havelberg auf die Höhe von 108 Meter zu tragen vermochte, so kann es kein Wunder nehmen, wenn auch auf dem den Strom bis zur Mündung begleitenden Diluvialgehänge, wie namentlich auf der Lüneburger Haide, deren Wasserscheide nicht höher als 100 Meter liegt, die charakteristischen Elbgerölle gefunden werden. So verdanke ich einer gefälligen Mittheilung LAUFER's gerade von der Lüneburger Haide die Nachricht über das dortige Vorkommen von Kieselschiefern, von deren Uebereinstimmung mit typischen Elbgeröllen ich mich persönlich überzeugen konnte.

Halten wir die zuletzt aus dem Elbgebiet berichteten Thatsachen mit den Ergebnissen der STARING'schen und MARTIN'schen Untersuchungen zusammen, so wird trotz dieses immerhin nur vereinzelten Nachweises doch angenommen werden dürfen, dass wie Rhein und Elbe ebenso auch die übrigen nordwestdeutschen Haupt- und Nebenflüsse, vor Allem die Weser [1]), während der Glacialzeit ihre Gerölle bis an die Nordsee, also weit in den eigentlichen Verbreitungsbezirk der skandinavischen Diluvialablagerungen hinein transportirten. Und ferner sind wir genöthigt, worauf ich in der Folge noch eingehender zurückzukommen habe, zu der

[1]) Vergl. über nordwärts transportirte Wesergerölle die von LASARD besprochenen Diluvialhügel von Hausberge im Süden der Porta Westphalica in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 28.

Annahme eines gemengten Diluviums im nordwestlichen Deutschland (und darüber hinaus) gleich wie in den Niederlanden und im Sinne Staring's, das wie ein Saum die rein nordischen Diluvialgebilde umgürtet.

Bevor ich auf die Frage nach dem näheren Alter der besprochenen fluviatilen Schotter eingehe, sei noch kurz die Eigenartigkeit in der Verbreitung derselben berührt, welche eine gewisse und unverkennbare Aehnlichkeit mit der des Lösses aufweist.

Wie der Löss, so haben auch diese südlichen Flussgerölle die Eigenschaft, zwar in Beziehung zu einem bestimmten Flusslauf zu stehen und von ihm abhängig zu sein, jedoch in den äusseren Grenzen ihrer Verbreitung sich wiederum soweit von den Stromufern zu entfernen, dass diese Entfernung nur unter Zuhülfenahme bestimmter Umstände erklärlich wird. Wie beträchtlich die seitliche Entfernung der alten Rhein- und Maassschotter von dem gegenwärtigen Flussbett ist, das zeigen deutlich die Staring'schen Karten. Auf dem Fläming reichen die Elbgerölle über die halbe Breite des Höhenrückens hinaus und ebenso ist deren quere Ausbreitung bei Klietz charakteristisch, welche sich über das ganze Plateau erstreckt und sich sogar noch jenseits des über 1 Meile breiten Havelthals bei Rathenow ausdehnt, sodass in diesem Falle eine mindestens 25 Kilometer grosse Entfernung vom heutigen Elblauf nachweisbar ist. Es ist deshalb auch nicht zulässig, das ganze überstreute Gebiet als ein einziges Flussbett anzusehen, vielmehr darf man hier nur an Hoch- resp. Staufluthen denken, die durch bestimmte Umstände veranlasst die Bestreuung hervorgebracht haben.

Nicht minder ist die deckenartige Ausbreitung jener Gerölle am Gehänge und auf der Höhe der Uferlandschaft, gleichviel wie sonst die Terrainbeschaffenheit ist und sich in Hoch und Niedrig gliedert, charakteristisch, übereinstimmend mit der des Lösses. Schliesslich stimmt auch die Verbreitung beider noch darin überein, dass eine Uferseite des Stroms mit der bezüglichen Ablagerung besonders bevorzugt ist. Ich brauche hier nur wieder auf die Staring'schen Karten zu verweisen, wo beispielsweise rheinisches Material rechts des Rheins bis nach Drenthe, ja bis

nach Groningen reicht, während links nur ein schmaler Streif den Fluss begleitet. Auch für die Gegend des Klietzer Plateau gilt dasselbe. Die Gerölle liegen reichlich und ziemlich gleichmässig zerstreut auf der rechten Seite der Elbe, während auf dem linken altmärkischen Ufer unverhältnissmässig und auffällig viel weniger davon vorhanden ist. Diese Art des Vorkommens entspricht also ganz dem, was Tietze beim Löss, wo es als eine allgemeine Erscheinung beobachtet wird, als »Einseitigkeit der Lössablagerungen« bezeichnet hat [1]). Jedoch bleibt die Bevorzugung derselben Seite rücksichtlich der Beschotterung nicht für den ganzen Lauf des Flusses constant, vielmehr wechselt dieselbe, entsprechend den heut im Flussbett gebildeten Werdern, streckenweise von rechts nach links und umgekehrt, wie auch das Beispiel der Elbe bei Dresden lehrt, wo die Elbgerölle auf der linken Seite sich vorfinden [2]).

Zieht man endlich in Betracht, dass jene Schotter und der Lössgürtel Mitteldeutschlands — aber auch von anderen Gegenden gilt entsprechendes — auch in der Lagerung derart verknüpft sind, dass jene durchweg das Liegende des letzteren abgeben, so ist das ein Grund mehr, für beide Ablagerungen dieselbenn äheren Bildungsumstände zu fordern. Der fluviatile Ursprung der Schotter macht alsdann auch einen solchen des Lösses nothwendig und umgekehrt wird die im vorhergehenden Aufsatz zur Erklärung des Lössvorkommens in grossen Höhen über dem heutigen Flussspiegel herangezogene Stauung durch das Stirnende der letztmaligen Vereisung als Ursache für die gleiche Art des Schottervorkommens angenommen werden müssen, um so mehr als auch diese Schotter nicht die südliche Grenze der letzten Moräne überschreiten. — Es soll hier nicht unerwähnt bleiben, dass jedoch die hochgelegenen Schotter weiter nach Norden reichen als der Löss. Beispielsweise in der Elbgegend bedecken jene noch die Lüneburger Haide, während die nördliche Ausbreitung des Lösses sich nur bis an

[1]) Jahrbuch der Königl. Kais. geol. Reichsanstalt Bd XXXII, S. 132.

[2]) Jentzsch, Ueber das Quartär der Gegend von Dresden etc. S. 23, Halle 1872.

die grosse Niederung südlich des Flämings, die ihre Fortsetzung im Ohrethal und dem Drömling findet, erstreckt.

Gehen wir nunmehr auf die Frage ein, welchem Zeitabschnitt des Diluviums die besprochenen Flussgeröll-Ablagerungen angehören, so stellt sich heraus, dass es deren von verschiedenem Alter giebt, wie es die nachfolgende Erörterung lehrt. An den beschriebenen Schottern vom Fläming, von dem linksseitigen Gehänge des Ohrethals, dem Klietzer Plateau ebenso wie an denen von Oldenburg und den Niederlanden lässt sich diese Frage nicht bestimmt entscheiden, weil sie hier überall auf Unterem Diluvialsand vorkommen, ohne eine Bedeckung von jüngeren Schichten zu tragen. Aus diesem Lagerungsverhältniss allein geht nicht einmal klar hervor, ob sie überhaupt noch diluvial und nicht schon postglacial sind.

Dagegen führt die Berücksichtigung anderer, sonst analoger Vorkommnisse besser zum Ziel. Durch die jüngsten Untersuchungen der sächsischen Geologen ist der Nachweis geführt worden, dass während alt-diluvialer Zeit das Land von Strömen, den Vorläufern der heutigen durchfurcht wurde, die ihre Schotter mit nordischem Material vermischten. Nach Hermann Credner [1]) lässt »sich an zahlreichen, über jeden Zweifel erhabenen Profilen constatiren«, dass in der Leipziger Gegend der dortige Untere Geschiebemergel mit Schottern wechsellagert, welcher aus der Vermischung nordischer Geschiebe mit aus dem Süden kommenden und durch Mulde, Elster und Pleisse zugeführten Geröllen entstanden ist. Den sächsischen Saaleschottern fehlt andererseits, wie Sauer berichtet [2]), jede Beimengung von skandinavischem Material, dieselben werden ausschliesslich zusammengesetzt aus dem oberen Flussgebiet der Saale entstammenden Geröllen wie Muschelkalk, Buntsandstein, Melaphyr; sie sind demnach vor der Eisbedeckung des Landes abgesetzt und der Fluss selbst war praeglacialen Alters. Hierzu kommen die Beobachtungen von Jentzsch [3]) über die Elbkiesablagerungen bei Dresden, die am meisten mit

[1]) Ueber Glacialerscheinungen in Sachsen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXXII, S. 587.

[2]) Erläuter. z. geol. Specialkarte von Sachsen. Sect. Markranstädt 1883, S. 16.

[3]) l. c. S. 22 ff.

den vorhin aufgeführten Elbgeröllen vom Fläming, dem Klietzer Plateau u. s. w. übereinstimmen und ohne Zweifel mit diesen gleichaltrig sind. JENTZSCH führt aus, dass das linke Gehänge des zwischen Pirna und Meissen sich erweiternden und in der Gegend von Dresden etwa 1 Meile breiten Elbthales von der Sohle aufwärts bis zu einer Höhe von 300 Par. Fuss über dem gegenwärtigen Flussspiegel mit einer Kiesablagerung bedeckt ist, deren petrographische Beschaffenheit auf einen sächsischen und z. Th. böhmischen Ursprung deutet, allein auch eine zwar geringe Theilnahme von nordischen Geschieben wie Feuerstein, Gneiss und Granit bekundet. Zwar spricht JENTZSCH diese Elbkiese als alluvial an, weil sie durch die Elbe selbst herangeschafft worden sind, allein deren Ueberlagerung durch Löss in der Gegend von Plauen, Räcknitz, Kaitzer Chausséehaus, Zschertnitz und Mockritz stempeln dieselben entschieden zum Diluvium.

Und gerade die Ueberlagerung durch Löss wird bestimmend für das Alter aller dieser Schotter, insofern als die Lössablagerung das jüngste Glied in der Reihe der hochgelegenen fluviatilen Sedimente ist. Wie schon berührt, ruht Löss in der ganzen der mitteldeutschen Bergkette im Norden vorlagernden Zone auf Geröllen und Kiesen, die sich aus einem Gemisch von nordischem und durch Flüsse aus Süden herbeigebrachtem Material aufbauen. In diesen oft conglomeratartig verfestigten Geröllen haben wir vorzugsweise die Altersäquivalente jener Elbschotter vom Fläming und dem Klietzer Plateau zu erblicken, welche nur die letzten und am weitesten vorgeschobenen Ausläufer einer während der Diluvialzeit ganz allgemeinen fluviatilen Verschotterung des mitteldeutschen Gebirgsvorlandes sind.

Aus Allem geht somit hervor, dass gleichzeitig mit der Invasion des skandinavischen Eises und neben derselben herlaufend Norddeutschland wie heut von Flüssen durchschnitten wurde, die zum grossen Theil sich eng an die gegenwärtig noch vorhandenen Läufe schlossen und ihre Gerölle nach Norden führten. Ihr mehr oder minder weites Vorschreiten nordwärts war abhängig von den Oscillationen des Inlandeises; bald gelang es ihnen ihren Weg weiter, bald weniger weit fortzusetzen.

Durch das wechselweise Vorrücken des Eises und der Flüsse kam dann eine Vermengung beiderseitigen Materials zu Stande und vor dem Südrand des nur aus skandinavischen Schuttmassen bestehenden Diluviums gelangte eine Zone gemengten Diluviums zur Ablagerung.

Die hohe Lage der diluvialen Flussschotter Norddeutschlands ist an sich noch kein Beweis dafür, dass die Flüsse überhaupt zu jener Zeit in ebenso hoch gelegenen Betten flossen und dieselben erst in der Folge auf die heutige Tiefe ausgewaschen wurden, sondern jene dürfte ebenso gut aus der Stauung der strömenden Gewässer durch den Rand des Inlandeises, deren Annahme nicht zu umgehen ist, zu erklären sein, womit auch die erwähnte quere Verbreitung der Gerölle mit Bezug auf die Flossrichtung gedeutet würde.

Wie jede Periode in der Ausdehnung des skandinavischen Eises eine von dieser abhängige Verbreitung südliches Flussgerölle zur Folge hatte, so musste zur Zeit der jüngsten Vergletscherung, während welcher das Inlandeis nicht über die den Fläming und die Lüneburger Haide im Norden abschliessende Niederung hinübergriff und in diesem räumlichen Verhältniss jedenfalls auf längere Dauer stabil blieb, vorzugsweise eine allgemeinere Verschotterung des vom Eise nicht mehr heimgesuchten Landes eintreten und dieser Periode namentlich schreibe ich die ausserordentlichen Schottermassen zu, welche als das Liegende des Lösses und das Hangende des Unteren Geschiebelehms und des Unteren Diluvialsandes in der mitteldeutschen Längszone überall beobachtet sind. Ihr gehören auch die besprochenen Schotter der Elbgehänge an.

Der Löss bildete den Abschluss dieser charakteristischen Periode des Diluviums, sein Absatz hörte auf als das Inlandeis aus Norddeutschland gewichen war; mit dem Verschwinden des Eises fehlte aber auch die nähere Ursache für die Ablagerung der Flussgerölle auf der Höhe der Ufer und deren queren Verbreitung zum Flusslauf und damit traten auch die heutigen Verhältnisse der fluviatilen Ablagerungen ein. Durch das zeitweilige Vorhandensein von Flüssen während der Diluvialzeit und deren Thätigkeit wird möglicherweise ein oder der andere als auffällig

aufgeführte Fall von Geschiebetransport in nördlicher Richtung auch in solchen mitten im Gebiet des skandinavischen Diluviums gelegenen Gebieten zu erklären sein, welche sonst nur ausschliesslich Material aus Norden und Nordosten bezogen haben. Freilich sind es so wenige Fälle, dass es wahrscheinlicher ist, wenn man die unter das Eis einschiessenden und nach ihrer Bedeutung noch neuerdings von J. GEIKIE [1]) in seinem bewundernswerthen Werk »Prehistoric Europe« berücksichtigten Schmelzwasser zur Erklärung heranzieht. Erwähnt mag hier aber auch werden, dass E. GEINITZ [2]) für die von ihm besprochenen Verschleppungen von Bruchstücken des Brunshauptener Pläner in Mecklenburg nach Norden neben den Schmelzwassern die Möglichkeit eines Transportes durch das sich zurückziehende Eis zulässt, wie das ferner auch aus dem allerdings mit Fragezeichen versehenen Zusatz zu ähnlich verschleppten Septarien hervorgeht, von denen er bemerkt, dass diese »weiterhin verschleppt (von den in nördlicher Richtung sich bewegenden Rückzugsgletschern?) in Diluvialkieslagern« sich finden.

Die vorstehenden Erörterungen lauten zum Schluss zusammengefasst und verallgemeinert dahin:

In Deutschland sind, soweit es nicht schon von dem alpinen Glacialphänomen berührt ist, drei Arten diluvialer Ablagerungen zu unterscheiden:

1) rein einheimische Ablagerungen von durchweg fluviatilem Ursprung und im Wesentlichen von den direkten Vorläufern der heutigen Flüsse abgesetzt,

2) rein skandinavische Ablagerungen durchweg glacialen Ursprungs oder aus der Aufbereitung glacialen Schuttes hervorgegangen,

3) gemengte Ablagerungen aus der Vermischung glacialer nordischer und fluviatiler einheimischer Bildungen hervorgegangen.

Der ersten Abtheilung gehören die hochgelegenen Schotter jener Flüsse an, welche die einstige Südgrenze des skandinavischen Eises, sei es im gesammten oder in einem Theil ihres Laufes nicht

---

[1]) J. GEIKIE, l. c. S. 240.

[2]) G. GEINITZ, Die Flötzformationen Mecklenburgs. Arch. d. Ver. d. Fr. d. Naturgesch. i. Meckl. 1883, S. 56 und 145.

mehr überschritten haben; die zweite Abtheilung nimmt im Grossen und Ganzen ihren Anfang nordwärts der Erhebungslinie Lüneburger Haide-Fläming. Zwischen beiden Verbreitungsgrenzen liegt das Gebiet des gemengten Diluviums. Hiernach kann man die deutschen Diluvialgebilde ebenso in drei Regionen eintheilen, wie es im vorhergehenden[1]) Aufsatz nach einem anderen Gesichtspunkte und in anderer Weise geschehen ist, in die Region des skandinavischen, des gemengten und des einheimischen Diluviums.

Das nordische Eis und die einheimischen Flüsse wirkten während der ganzen Diluvialzeit in entgegengesetzter Richtung und die Grenzen ihrer gegenseitigen Ausdehnung und damit diejenigen ihrer Schutt- beziehungsweise Schotterablagerungen waren in steter Verschiebung und fortwährendem Vor- und Rückwärtsschreiten begriffen.

Während des beträchtlichsten und lang andauerndsten Rückzuges des Inlandeises, jener Periode, wo letzteres nicht mehr die Lüneburger Haide und den Fläming erreichte, fand auch die beträchtlichste und am weitesten nach Norden reichende Verschotterung Norddeutschlands, die fast continuirliche Ablagerung von Flussgeröllen und Kiesen (der sogenannten Steinsohle) in dem Gebiet zwischen jener Bodenerhebung und der mitteldeutschen Bergkette statt.

[1]) F. Klockmann, Ueber die südliche Verbreitungsgrenze des Oberen Geschiebemergels etc.

Ueber Chirotherium-Sandstein und die carneolführenden Schichten des Buntsandsteins.

Von Herrn **W. Frantzen** in Meiningen.

Die grosse Gleichförmigkeit der Schichten und der Mangel an Petrefakten im Bunten Sandstein sind Ursache, dass die Gliederung und Parallelisirung dieser mächtigen Schichtenreihe grossen Schwierigkeiten begegnet. Man benutzte zu diesem Zwecke hauptsächlich die petrographische Beschaffenheit der Bänke, wobei es zuweilen zweifelhaft blieb, ob das petrographisch Gleiche in verschiedenen Gegenden auch überall Gleichaltriges umfasste. Neben der Korngrösse der Sandsteine benutzte man zu gleichem Zwecke auch das Vorkommen von Carneol, so besonders in Süddeutschland, sowie das der bekannten Chirotherium-Fährten und stellte diejenigen Schichten, welche solche enthielten, mit einander parallel. Nachdem jedoch bereits durch von Koenen [1]) das Vorkommen von Chirotherium-Fährten im mittleren, grobkörnigen Bunten Sandstein tief unter dem Chirotherium-Horizonte von Hildburghausen constatirt worden war, und in neuester Zeit durch Beyschlag [2]) den Chirotherium-Fährten ganz ähnliche Abdrücke sogar im mittleren Keuper aufgefunden worden sind, ist

[1]) W. Frantzen, Uebersicht der geologischen Verhältnisse bei Meiningen, Berlin 1882, S. 11.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 35, S. 870.

das Vorkommen von solchen Fährten zur Gleichstellung der Schichten des Bunten Sandsteins für sich allein ebenfalls als unzureichend erkannt worden. Namentlich hat in neuerer Zeit H. Eck in seiner Arbeit über Lahr [1]) es sehr wahrscheinlich gemacht, dass der Chirotherium-Sandstein Frankens und der an der Tauber nicht identisch seien mit dem Chirotherium-Sandstein an der Westseite des Thüringer Waldes. Eck kam zu diesem Resultate, indem er zur Parallelisirung das Vorkommen von Carneol benutzte.

Schichten mit Carneol sind schon seit der Zeit Elie de Beaumont's in den Vogesen besonders durch die Arbeiten von Lepsius [2]) und Benecke [3]) bekannt und von Letzterem als »Zwischenschichten« bezeichnet worden. Auch im Schwarzwalde wurde der gleiche Horizont nachgewiesen und hier zuerst durch Fr. Sandberger [4]) die Schicht, welche den Carneol enthält, geradezu als »Carneolbank« bezeichnet und an die Basis des oberen Buntsandsteins gesetzt. Durch denselben Autor wird bei der Gliederung des Buntsandsteins im Spessart ein blauer, violetter und grüner Sandstein mit Dolomitputzen und Carneol als Carneolbank ausgeschieden [5]) und ihr dieselbe Stellung in der Schichtenreihe zugewiesen, wie im Schwarzwalde. Im Thüringer Walde ist Carneol ebenfalls schon seit längerer Zeit bekannt und hat auf Grund dieses Vorkommens H. Eck die carneolführenden Schichten mit Chirotherium-Fährten mit der süddeutschen Carneolbank als wahrscheinlich gleichaltrig identificirt.

Die über die in Rede stehenden Schichten theilweise noch bestehenden Unsicherheiten veranlassten mich, ihnen besondere Beachtung zuzuwenden, als ich im Sommer 1883 in der Section Treffurt Gelegenheit hatte, dort sehr schöne und interessante Auf-

---

[1]) H. Eck, Geognostische Karte der Umgegend von Lahr mit Profilen und Erläuterungen, Lahr 1884, S. 92.

[2]) R. Lepsius, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 27, S. 83.

[3]) E. W. Benecke, Abhandlungen zur geologischen Specialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. I, Heft 4, S. 557 ff.

[4]) Fr. Sandberger, Geol. Beschreibung der Renchbäder; idem, geolog. Beschreibung der Gegend von Baden.

[5]) Fr. Sandberger, Die Triasformation im mittleren Maingebiete; Separat-Abdruck aus No. 1—6 der Gem. Wochenschrift, Jahrg. 1882.

schlüsse kennen zu lernen. Hierdurch angeregt dehnte ich später meine Untersuchungen von Meiningen aus nach Süden bis zum Main hin aus, besonders in der Absicht, das Verhältniss der Chirotherium-Bank in Franken zu demselben Horizont am Thüringer Walde vollständig klar zu legen. Hierbei kam es mir sehr zu Statten, dass mir zur Zeit der vorjährigen Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Stuttgart durch die grosse Freundlichkeit des Herrn Professor Eck Gelegenheit geboten wurde, unter seiner sachkundigen Führung auf einer in Gemeinschaft mit Herrn Professor Bücking unternommenen Excursion den Bunten Sandstein auch im Schwarzwalde in ganz vorzüglichen Aufschlüssen kennen zu lernen. Im Folgenden gebe ich die wesentlichsten Resultate dieser Untersuchungen und beginne mit einer kurzen Darstellung der Beschaffenheit der in Rede stehenden Schichten am Westrande des Thüringer Waldes.

I.

Ueber den Chirotherium-Sandstein in diesen Gegenden sind bezüglich des südlichen Theils des Thüringer Waldes bereits durch H. Loretz [1]) und in Bezug auf die Umgebung von Meiningen durch mich in dem bereits citirten Schriftchen früher eingehendere Mittheilungen gemacht worden.

Ueberall, wo diese Gesteine zwischen Sonneberg und Hildburghausen zu Tage treten, zeichnen sie sich durch ihre weisse Farbe und ihre Brauchbarkeit zu Bausteinen aus. Sie sind daher in zahlreichen Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Das Gestein ist durch zahlreiche kleine, gelbe oder braune Flecken getigert und in mächtigen Bänken abgelagert, gewöhnlich ohne Zwischenlagerung von stärkeren Thonbänken, welche, wenn sie vorkommen, gewöhnlich hellgrünlich gefärbt sind. Nur oben macht sich zuweilen Neigung zur Plattenbildung bemerkbar. Hier liegen auch die bekannten Abgüsse von Fussstapfen, welche man Chirotherium-Fährten genannt hat. Das Korn des Sandsteins ist gewöhnlich ziemlich fein; doch fand ich oben auf der Cappel bei Sonneberg auch ziemlich grobkörniges Gestein.

---

[1]) H. Loretz, Jahrbuch der Königl. geol. Landesanstalt für 1881, S. 137.

In der Umgebung von Sonneberg erreicht diese Sandsteinzone eine sehr bedeutende Mächtigkeit, am Isaak nach LORETZ über 100 Fuss. Nach Norden hin nimmt dieselbe ab und beträgt bei Hildburghausen nur noch etwa 25 Fuss.

Auch bei Meiningen besteht der Chirotherium-Sandstein aus einer gewöhnlich leicht abzugrenzenden, vorwiegend aus Sandsteinbänken bestehenden Ablagerung. Nach oben wird sie von den hellfarbigen grauen Thonen des Röths bedeckt; nach unten folgen die rothen, grobkörnigen Sandsteine, welche die untere Abtheilung des mittleren Buntsandsteins bilden. An vielen Orten schiebt sich zwischen den Chirotherium-Sandstein und die oberste grobkörnige Sandsteinbank eine zuweilen zu ziemlich grosser Mächtigkeit anschwellende rothe Thonbank ein. Ich stelle dieselbe, um eine feste Grenze zu haben, überall noch zum Chirotherium-Sandstein und lasse den grobkörnigen Buntsandstein bei der obersten grobkörnigen Sandsteinbank beginnen.

Wo der Chirotherium-Sandstein typisch entwickelt ist, besteht er wie am südlichen Thüringer Walde aus einer Ablagerung von vorwiegend feinkörnigen, gewöhnlich weissen, oft getigerten Sandsteinen in mächtigen Bänken. Oben bilden sich zuweilen Platten, von denen die oberste fast überall Wellenfurchen zeigt. Fährten-Abdrücke sind bei Meiningen gewöhnlich nicht vorhanden; doch sind solche früher bei Walldorf beobachtet worden. —

Das Korn des Sandsteins ist, wie gesagt, gewöhnlich fein; doch erreicht es die Feinheit der Voltziensandsteine gewöhnlich nicht. Hie und da wird der Sandstein auch wohl etwas grobkörniger; ja, an manchen Orten sind auch wohl sehr grobe Körner eingestreut, wie man sie im typischen grobkörnigen Bunten Sandstein findet. Gröberes Korn zeigt sich mehrorts in dem untersten Theil dieser Zone in der Umgebung des Dollmars (Sect. Wasungen), wodurch bei dem Fehlen der früher erwähnten rothen Thonbank die Abtrennung von dem grobkörnigen Sandstein erschwert werden kann. Ebenso findet man gröberes Korn in der untersten Sandsteinbank in dem schönen Profile, welches am Wege von Wallbach nach dem Heiligen Berge (Sect. Wasungen) entblösst ist. In dem Werksteinbruch am Dollmar fand ich auch in der obersten Bank

eine ganz grobkörnige Sandlage. Nach der Korngrösse muss man diese Ablagerung von Sandsteinen zum mittleren Buntsandstein stellen, zu welchem sie am Thüringer Walde in dieser Hinsicht entschieden eine grössere Verwandtschaft zeigt, wie zu den sehr feinkörnigen Voltziensandsteinen des oberen Buntsandsteins.

Glimmer ist im Chirotherium-Sandstein gewöhnlich nicht in grosser Menge vorhanden. Nur an einzelnen Stellen häuft er sich auch wohl etwas mehr an und ist es dann gewöhnlich Glimmer von weisser Farbe.

Thon-Einlagerungen sind in dem Sandstein gewöhnlich ganz untergeordnet, und wo sie vorkommen, meistens von meergrüner, heller Farbe. So gefärbter Thon bildet sehr häufig einen dünnen Ueberzug auf den Sandsteinbänken und trennt sie auf diese Weise von einander.

An einzelnen Punkten ist der Sandstein ganz oder theilweise und zwar dann im unteren Theile, auch wohl blassroth gefärbt, so am Dollmar, zwischen Mehmels und Solz (Sect. Wasungen), sowie bei Herpf (Sect. Meiningen).

Wo der Sandstein roth wird, stellen sich auch gern rothe Thonbänke ein.

Die Festigkeit des Sandsteins ist bei Meiningen sehr verschieden. Am Dollmar und in seiner Umgebung sind die unteren Bänke fest und zuweilen etwas kieselig. Sie werden dort zu Werksteinen benutzt, während die mürberen höheren Lagen dazu wenig oder gar nicht taugen. Zwischen Walldorf und Metzels werden die oberen Bänke vielfach als Platten gewonnen. An den meisten Punkten aber kann der Sandstein zu solchen Zwecken nicht benutzt werden, weil er Neigung zeigt aufzublättern.

An einigen Punkten, wie bei Walldorf bilden die Schichten nur eine locker zusammenhängende Masse, welche am Tage und unterirdisch in Gruben als Stubensand gewonnen wird.

Die kleinen gelben oder braunen Flecken, welche auch in tieferen Horizonten nicht fehlen, finden sich am Thüringer Walde im Chirotherium-Sandstein besonders häufig. Durch die Herren Benecke und Sandberger wurden dieselben bei ihren Untersuchungen in Süddeutschland als ursprüngliche, kleine Dolomit-

ausscheidungen erkannt, welche nach Auslaugung des dolomitischen Theils den Gehalt an Eisen- und Mangan-Verbindungen als gelbe oder braune Flecken zurückliessen.

Nur selten werden diese Flecken oder dolomitischen Einschlüsse grösser, wie z. B. bei Wallbach (Sect. Wasungen) oder zwischen der Fasanerie und Hermannsfeld (Sect. Helmershausen). Sie sind dann in hiesiger Gegend gewöhnlich nicht scharf contourirt, vielmehr in Streifen oder Knollen mit dem Sandstein verwachsen, meist braun gefärbt und zuweilen ziemlich grob krystallisirt. Das starke Brausen, welches eintritt, wenn man sie in Stücken mit starken Säuren übergiesst, beweist, dass sie mehr kalkig, als dolomitisch sind. —

Die grösseren dolomitischen Ausscheidungen dieser Art häufen sich besonders in dem oberen Theile des Chirotherium-Sandsteins an derselben Stelle, wo auch die sogenannten Carneole vorkommen, mit welchen sie häufig verwachsen sind. In den tieferen Lagen fehlen sie aber nicht ganz.

Diese kieseligen Ausscheidungen, für welche ich den Namen Carneol beibehalte, obwohl sie durchaus nicht überall carneolartig roth gefärbt sind, kommen bei Meiningen, ebenso wie bei Sonneberg, nur an einzelnen Orten, dann aber zuweilen in grosser Menge vor. Sie liegen gewöhnlich nahe an der oberen Grenze gegen den Röth hin. Nur bei Metzels (Sect. Wasungen) fand ich auch in den unteren Lagen des Chirotherium-Sandsteins eine etwa $1^1/_2$ Fuss dicke Stelle mit carneolartiger Masse imprägnirt. —

In der Nähe von Meiningen liegt Carneol z. B. in grösster Menge westlich von Metzels nahe beim Dorfe auf den Feldern umher. Ebenso kommt er auch östlich vom Bahnhofe Walldorf (Sect. Wasungen) vor. Anstehend sieht man ihn zur Zeit im obersten Chirotherium-Sandstein hart unter dem grauen Röth am Wege von Hermannsfeld (Sect. Helmershausen) nach der Schreckenmühle (Sect. Meiningen), wo das auffallende Vorkommen, wie es scheint, Jemanden veranlasst hat, dasselbe durch Nachgrabungen näher zu untersuchen. —

Zum Zwecke einer genaueren Vergleichung dieser Schichten mit dem Vorkommen in anderen Gegenden möchten einige Profile dieser Gesteine für manche Fachgenossen nicht unerwünscht sein.

Am besten und in derjenigen Beschaffenheit, wie er an den meisten Orten bei Meiningen vorkommt, ist der Chirotherium-Sandstein wohl am Wege von Wallberg nach dem Gypsbruche am Heiligen Berge aufgeschlossen.

Zu unterst liegt über der obersten grobkörnigen Sandsteinbank des grobkörnigen Buntsandsteins

1) eine 3,1 Meter dicke Thonbank von dunkelrother Farbe. Darüber folgt
2) 0,94 Meter hellfarbiger, graublauer Thon,
3) 1,25 » hellfarbiger Sandstein mit etwas gröberem Korn und mit ungewöhnlich grossen braunen Flecken,
4) 5,5 » feinkörniger, hellfarbiger getigerter Sandstein, welcher von der Bank 3 durch einen Streifen von hellfarbigem Thon getrennt ist. Nach oben hin hat der Sandstein Neigung sich in Platten abzusondern. Die oberste Platte zeigt, wie an vielen anderen Punkten der Umgegend auf ihrer Oberfläche schöne Wellenfurchen.

Am Dollmar, wo der Chirotherium-Sandstein durch einen grösseren Steinbruch aufgeschlossen ist, liegen unter den hellfarbigen, grauen Thonen des untersten Röths folgende Schichten:

1) 1,05 Meter im Allgemeinen feinkörniger, theilweise aber auch ziemlich grobkörniger, hellfarbiger Sandstein,
2) 0,60 » hellfarbiger Sandstein von ziemlich lockerer Beschaffenheit,
3) 1,80 » fester Sandstein,
4) 0,84 » blassrother, lockerer Sandstein,
5) 1,58 » fester Sandstein,
6) 0,22 » mürber Sandstein,
7) 0,30 » fester Sandstein,
8) 0,60 » sandiger und glimmerreicher rother Schieferthon,

9) 0,55 Meter Sandstein,

10) 0,30 » theils hellfarbiger, theils rother Thon,

11) eine mächtige etwa 2 Meter dicke Sandsteinbank. Sie lässt sich, da zur Zeit unten im Steinbruch Wasser steht, nicht genau messen. Die mächtigen Werksteine, welche hier gewonnen werden, stammen grösstentheils aus dieser Bank. Sie ist voll von Tigerflecken, hellfarbig oder auch etwas röthlich und besitzt gröberes Korn, als die darüber liegenden Sandsteinbänke, welche feinkörnig sind. Die unter den Nummern 3 bis 7 und 9 erwähnten Sandsteine sind sämmtlich roth gefärbt; die Bank unter 11 ist hellfarbig oder blassröthlich.

Was die unmittelbar unter und über dem Chirotherium-Sandstein liegenden Schichten betrifft, so sind erstere sehr gut bei Wallbach, noch besser aber in einer Schlucht gleich westlich vom Bahnhofe bei Wasungen aufgeschlossen. An dem zuletzt erwähnten Orte sind von dem Chirotherium-Sandstein nur die untersten Bänke sichtbar, die obersten aber, welche helle Farbe zu haben scheinen, ebenso wie der grösste Theil des untersten grauen Röths, durch Graswuchs fast ganz verdeckt. Diejenigen Sandsteine des Chirotherium-Horizontes, welche aufgeschlossen sind, bestehen aus rothen Sandsteinen im Wechsel mit rothen Thonbänken. Durch ihre rothe Farbe, ziemlich feines Korn und durch Reichthum an Glimmer, der besonders an den sandig-thonigen oder thonigen Bänken auffällt, sind sie den feinkörnigen, glimmerreichen Schichten unter der Carneolbank bei Nagold einigermaassen ähnlich.

Der grobkörnige Sandstein besteht zunächst unter dem Chirotherium-Sandstein aus grobkörnigen und fein- bis mittelkörnigen Sandsteinbänken, von denen erstere hart und fest zu sein pflegen, während die feiner körnigen meistentheils leicht zerfallen. Dünne rothe Thonbänke finden sich nur ganz untergeordnet nahe unter dem Chirotherium-Sandstein. Dort enthalten die Schichten hie und da auch etwas Glimmer, welcher sich tiefer kaum bemerklich macht. Auf etwa 25 Meter Höhe unter dem Chirotherium-

Sandstein zählt man etwa 8 stärkere, typisch grobkörnige Bänke, von denen die mächtigste 0,75 Meter dick ist.

Dann durchschneidet der Graben eine breite Ablagerung von ziemlich feinkörnigen bis mittelkörnigen Bänken. Nur hie und da findet man in ihnen dünne Streifen von groben Sandkörnern, welche daran erinnern, dass man sich an der mittleren Abtheilung des Bunten Sandsteins befindet. Der Sand bildet nur zum geringsten Theil feste Bänke; der grösste Theil der Ablagerung besteht auch hier aus nur lose zusammenhaltenden Massen. Die Farbe des Gesteins ist blassroth.

Diese mittelkörnige Abtheilung mit einzelnen grobkörnigen Sandstreifen hat eine Mächtigkeit von etwa 71 Meter.

Unter ihr liegen am Ende des Grabens oben am Wege wieder typische grobkörnige Sandsteinbänke, die hier nur wenig aufgeschlossen sind.

Ueber dem Chirotherium-Sandstein liegen bei Meiningen überall ziemlich mächtige, graue mergelige Thone, welche anderswo, wie bei Wiesenthal in der Nähe von Bossdorf, mächtige Gypslager enthalten.

Ueber den grauen Thonen liegen bei Wallbach zunächst rothe Thone, welche hier nur wenige hellfarbige Schichten enthalten und nicht so bunt sind, wie diese Zone an manchen anderen Orten, z. B. in der Schlucht am Bahnhofe bei Wasungen aussieht. Es giebt bei Wallbach im unteren Theile des Röths nur einen 0,40 Meter dicken Sandstreifen, den ich anderswo nicht kenne und zwar in einem Niveau, welches höher liegt, als der Horizont, in welchem sich südlich von Meiningen die Voltziensandsteine zuerst entwickeln.

Auch in der Schlucht beim Bahnhofe zu Wasungen sind Sandsteinbänke zwischen den unteren grauen und bunten Thonen nicht vorhanden.

Sandsteine, welche den Voltziensandsteinen bei Würzburg und denen in den südlicheren Gegenden parallel zu stellen sind, finden sich erst südlich von Meiningen, und zwar da, wo die grauen Thone des Röths durch Einlagerung von rothen Thonen bunt werden. Man sieht sie am besten aufgeschlossen bei Sülz-

feld (Section Meiningen), welcher Ort etwa $1^1/_2$ Stunden weit von Meiningen nach Südwesten liegt.

Etwa 4 Minuten vor den ersten Häusern des Dorfes erblickt man von Meiningen kommend neben dem von Meiningen nach Sülzfeld durch das Thal des Sülzbaches führenden Wege am Abhange folgende Schichten und zwar von unten nach oben:

1) $3^1/_2$ Meter Röththone, welche stark mit Gras bewachsen sind und bunte Farben zu besitzen scheinen,
2) 0,15 » sandig-thoniges, schiefriges Gestein,
3) $3^1/_2$ » rothe Schieferthone, welche unten theilweise etwas sandig sind,
4) 1 bis $1^1/_4$ Meter rother Thonsandstein. Er ist reich an Glimmer und hier noch sehr thonig.

Einen schöneren Aufschluss in ganz denselben Schichten findet man in der Schlucht, welche unmittelbar bei den ersten Häusern des Dorfes gleich am Wege liegt. Die untersten grauen Röththone sind hier nicht aufgeschlossen. Wo die Schichten hervortreten, sieht man

1) 1,60 Meter dick, die obersten Bänke der grauen Thone; darüber folgen
2) 1,80 » sandiger, glimmerreicher, dunkelrother Thon,
3) 0,15 » vorwiegend hellfarbiger Thon,
4) 1,90 » thonige und sandige Schichten von vorwiegend rother, aber auch violetter und hellgrauer Färbung. Einige der sandigen Bänkchen werden auch härter und bilden sehr feinkörnige harte Sandsteinplatten. Im Grunde der Schlucht bemerkt man ein derartiges Bänkchen von 0,30 Meter Dicke,
5) 0,15 » hellfarbiger, mergeliger, nicht aushaltender Thon,
6) 0,09 » rother, sandiger Schieferthon,
7) 0,05 » rother, thoniger Sandstein,

8) 0,04 Meter hellfarbiger, mergeliger Thon,
9) 0,05 » thoniger Sandstein,
10) 0,01 » hellfarbiger Thon,
11) 0,07 » sandiger, rother Schieferthon,
12) 0,18 » hellfarbiger Sandstein,
13) 0,16 » » »
14) 0,05 » hellfarbiger Thon,
15) 0,04 » rother, sandiger Schieferthon,
16) 0,04 » hellfarbiger Thon,
17) 0,20 » rother Thon,
18) 0,03 » heller Thon,
19) 1,00 » dunkelrother Thon.

Auch etwas höher liegen am Wege über der Schlucht noch einige sandige Bänkchen in vorwiegend rothen Thonen.

Etwa in dem oberen Drittel des Röths liegt bei Meiningen ausser einigen dünnen, meist rothfarbigen, sehr feinkörnigen, quarzitisch aussehenden Bänkchen, welche nicht aushalten, noch eine zweite, bei Meiningen allerdings nur wenig mächtige Sandstein-Zone, welche durch ihre helle Farbe in den rothen Thonen sehr auffällt, und deshalb grössere Beachtung verdient, weil sie nach Lage und Beschaffenheit unzweifelhaft mit der fränkischen Chirotherium-Bank SANDBERGER's identisch ist. Ich habe auf dieses Vorkommen, ohne damals die Verbreitung dieser Schichten zu kennen, bereits in meiner »Uebersicht über die geologischen Verhältnisse bei Meiningen« aufmerksam gemacht und S. 13 erwähnt, dass in den oberen rothen Thonen des Röths 2 Sandsteinbänke, eingeschlossen von hellgrünlichem, kalkhaltigem Thone, vorkämen, die anscheinend eine weitere Verbreitung hätten. Ich muss diese Angabe hier in soweit berichtigen, als an den meisten Stellen nur eine einzige Bank dieser Art vorhanden ist, da die obere an vielen Orten verkümmert ist oder selbst ganz verschwindet.

In der Schlucht beim Bahnhofe zu Wasungen sind, wie ich am angeführten Orte bereits angegeben habe, 2 Bänke vorhanden. Die oberste derselben ist im Grunde des Grabens noch jetzt sichtbar, die untere, mächtigere, aber ist dort zur Zeit durch Schutt und

Graswuchs verdeckt. Man sieht sie jedoch noch in einem kleinen Reste am seitlichen Abhange, wo sie in Folge der Abgrabungen des etwas kalkhaltigen Röths zur Verbesserung der sandigen Felder der Umgebung auch wohl bald verschwinden wird. Nach meinen älteren Notizen besteht die untere Bank im Grunde des Grabens von unten nach oben aus

0,57 Meter hellfarbigem; mergeligem Thon,
0,21 » hellfarbigem, sehr feinkörnigem, äusserlich quarzitisch aussehendem, in Wirklichkeit dolomitischem Sandstein und aus
0,52 » hellfarbigem, mergeligem Thon.

Etwa 9 Meter über ihr folgt, durch rothen Thon, in dem 2 dünne, hellfarbige Thonstreifen vorkommen, von der unteren Bank geschieden, die obere Bank. Sie besteht aus

0,06 Meter hellfarbigem, quarzitisch aussehendem Sandstein und
0,65 » hellfarbigem, mergeligem Thon.

Am Wege von Wallbach zum Heiligen Berge ist die ebenfalls aus mergeligem, hellfarbigem Thon und einem darin eingeschlossenen, hellfarbigen, feinkörnigen Sandsteinbänkchen zusammengesetzte untere Bank 0,50 bis 0,60 Meter dick. Etwa 1,25 Meter über ihr liegt im rothen Thon ein nur ein paar Zoll dicker, ähnlicher Streifen und 2,2 Meter über letzterem eine eben solche sandige und mergelige, hellfarbige Bank von 0,15 Meter Mächtigkeit, welche wohl mit der oberen dolomitischen Sandsteinbank im Graben beim Wasunger Bahnhofe identisch ist.

Ich erwähne noch einen dritten Aufschluss bei Herpf, $1^1/_2$ Stunden westlich von Meiningen, weil man dort die ganze Schichtenreihe vom Wellenkalk an bis zu der Sandsteinbank beobachten kann, und dieser Aufschluss eine genauere Vergleichung mit den Schichten südlicherer Gegenden ermöglicht. Die Stelle befindet sich an dem Fusswege, welcher von Meiningen durch die Hassfurt über das Büchig nach Herpf (Section Meiningen) führt, nahe bei dem Punkte, wo dieser Fussweg in den Fahrweg von Meiningen nach Herpf einmündet. Hier liegen unter dem Wellen-

kalk, welcher mit einer 0,60 Meter mächtigen, harten Kalkbank beginnt, von oben nach unten folgende Schichten:

1) 5,6 Meter gelbliche Mergel, oben in gelben Kalk und Rauchwacke übergehend,
2) 3,00 » rother, erdig zerfallener Mergel mit rauhen, kalkigen Ausscheidungen, welche auf Gypsauslaugungen deuten und mit Geoden (EMMRICH's Röth des Wellendolomits),
3) 0,55 » hellfarbige Mergel,
4) die Bank mit *Modiola Credneri* (Myophorien-Bank), hier sehr verkümmert, gelblich und mergelig, 0,27 Meter dick,
5) 3,0 Meter blassgelblicher Mergel,
6) 3,6 » grauer, hellfarbiger Mergel, unten auf 0,60 Meter Höhe mit zahlreichen dünnen, rauhen Kalkplättchen (Gypsresiduen),
7) 2,9 » rother Thon,
8) 0,2 » vorwiegend hellfarbiger Thon,
9) 1,5 » rother Thon,
10) 0,3 » vorwiegend hellfarbiger Thon,
11) 13,5 » rother Thon, unten auffallend brennend roth gefärbt, an einer Stelle mit einem hellfarbigen Streifen,
12) 23,7 » rother Thon,
13) die Chirotherium-Bank Frankens. Sie ist hier 0,76 Meter dick, besteht oben auf 0,36 Meter aus hellfarbigem, mergeligem Thon, unten aus einem harten, sehr feinkörnigen, hellfarbigen, dolomitischen Sandstein.

Eine von mir vorgenommene Analyse des Sandsteins ergab folgende Zusammensetzung:

	87,42 pCt.	Sand etc.,
	0,71 »	Thonerde und Eisenoxyd,
	11,48 »	Kohlensaurer Kalk,
	0,34 »	Kohlensaure Magnesia,
Summa	99,95 pCt.	

An Versteinerungen fand ich in diesem Sandstein bisher nur einmal ein Exemplar der *Myophoria costata.*

Weiter nach Süden hin wird die Bank allmählich mächtiger. Bei Hermannsfeld (Section Helmershausen) fand ich auf einer Platte ganz ähnliche Leisten, wie man sie auf den Platten des Chirotherium-Sandsteins bei Hildburghausen so häufig beobachtet.

In der neuesten Ausgabe der Geologie von H. Credner vom Jahre 1883 ist auf Seite 544 eine Tabelle über die Gliederung des Buntsandsteins zum Abdruck gekommen, welche in einer »die Gliederung des Buntsandsteins in der Gegend von Meiningen nach Pröscholdt« überschriebenen Colonne über die eben beschriebenen Schichten in mancher Beziehung Unrichtiges bringt. Indem ich die dort gezogene falsche Parallele zwischen dem mittleren grobkörnigen Buntsandstein bei Meiningen und den Voltziensandsteinen der südlicheren Gegenden übergehe, da dieser Irrthum bereits durch Eck in seinem Werke über Lahr[1]) berichtigt worden ist, bemerke ich zunächst, dass es thatsächlich unrichtig ist, wenn in der Tabelle glimmerreicher, dünnplattiger und quarzitischer Sandstein in wechselnder Mächtigkeit an die Basis des Röths gestellt wird. Es liegen dort hellfarbige Thone, wie dies auch in meiner »Uebersicht über die geologischen Verhältnisse bei Meiningen« S. 13 bereits früher von mir erwähnt worden ist, wo ich die dünnen, weiter oben aus der Sülzfelder Gegend beschriebenen, sandigen Schichten über diesen Thonen mit den von Beyrich in der Gegend von Kissingen und Fulda beobachteten glimmerreichen Sandsteinen verglichen habe.

Wenn ferner Herr Dr. Pröscholdt an die Basis des mittleren Buntsandsteins eine Bank setzt, welche »linsengrosse Gerölle von Carneol und Milchquarz« führt und diese Bank der in Wirklichkeit an der Basis des oberen Buntsandsteins liegenden Sandberger-schen Carneolbank gegenübergestellt wird, so muss Jeder, der dies liest, glauben, dass es sich um ein bei Meiningen weit verbreitetes, verfolgbares und nicht blos zufälliges Vorkommen von Carneol an der Grenze von mittlerem und unterem Buntsandstein handele.

[1]) Geognost. Karte von Lahr von H. Eck S. 93.

Eine so charakterisirte Carneolbank ist bei Meiningen an der Basis des mittleren Buntsandsteins nicht vorhanden; jedoch will ich damit keineswegs in Abrede stellen, dass Herr Dr. PRÖSCHOLDT in der untersten Bank des mittleren Bunten Sandsteins kleine Gerölle von Carneol, die man ja auch anderswo als klastisches Material im Bunten Sandstein findet, beobachtet hat. Bei Meiningen giebt es nur an einer Stelle und zwar im thüringischen Chirotherium-Horizonte regelmässig vorkommenden Carneol, welcher als chemischer Niederschlag ursprünglich in diesem Horizonte gebildet worden ist.

II.

Nördlich vom Thüringer Walde scheint der thüringische Chirotherium-Sandstein sich noch weit nach Norden zu verbreiten. Man kennt ihn dort bis nahe am Südrande des Harzes.

H. ECK beschreibt ihn in den Erläuterungen zu Blatt Bleicherode [1]) als eine etwa 8 Fuss mächtige, durch weisse Farbe ausgezeichnete Sandsteinbank, erwähnt auch das Vorkommen von Hornsteinausscheidungen. An manchen Orten entbehrt der Sandstein jeden Bindemittels; an anderen Orten aber ist er durch ein kieseliges oder durch ein ungleich vertheiltes, kalkiges Cement verfestigt, welches letztere nach ECK wahrscheinlich auf eine Infiltration aus den auflagernden, kalkigen und mergeligen Schichten des oberen Bunten Sandsteins zurückzuführen sein dürfte. ECK stellte damals diesen weissen Sandstein zu dem mittleren Buntsandstein, wie dies in Thüringen bei der geologischen Landesaufnahme bisher überall so geschehen ist, will ihn aber auch hier in neuerer Zeit lieber dem oberen Buntsandstein zutheilen. Ueber die Identität dieses weissen Sandsteins mit dem Chirotherium-Sandstein bei Hildburghausen kann kein Zweifel entstehen.

Weiter südlich beobachtete FR. MOESTA [2]) unmittelbar unter dem unteren Gypshorizont des Röths denselben weissen Sandstein

---

[1]) H. ECK, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen etc.; Blatt Bleicherode, Berlin 1872, S. 3.

[2]) FR. MOESTA, Erläuterungen zur geol. Specialkarte von Preussen etc.; Blatt Eschwege, Berlin 1876, S. 9.

in der Section Eschwege von Weissenborn über Rambach bis zur Westgrenze des östlich anstossenden Blattes Treffurt. Er beschreibt ihn ebenfalls als einen weissen, »dolomitischen« Sandstein mit sporadisch eingelagerten, jaspisartigen Hornsteinen. Bei Gelegenheit von Kartirungs-Arbeiten in der Section Treffurt nahm ich Veranlassung, die durch Moesta angeführten, hauptsächlichsten Fundpunkte zwischen dem Hanrod und dem Glockenberge und am Gelberod zu besuchen.

An dem zuerst genannten Punkte ist der Chirotherium-Sandstein, welcher im Wege hie und da hervortritt, ganz angefüllt von etwa linsengrossen, runden, gelben Flecken. Es sind dies kleine, dolomitische Ausscheidungen, wie das Aufbrausen beweist, wenn man solche Stücke mit starker Säure übergiesst. Zuweilen häufen sich diese dolomitischen Kügelchen so sehr an, dass gelbe oder gelbbraune, schlecht vom Sandstein abgegrenzte, unregelmässig geformte Knollen oder dünne Lagen von Dolomit entstehen. Wo sich solche Flecken und Streifen von Dolomitsubstanz häufen, findet man mit dem Dolomit verwachsen zahlreiche Knollen und Streifen von Carneol.

Einen ganz vorzüglichen Aufschluss über diese Schichten findet man in der Nähe von Rambach an den sogenannten Feuersteinen, wie die betreffende Flur am Gelberod sehr bezeichnend heisst, auf der Grenze der Sectionen Eschwege und Treffurt. Der lockere, nur wenig zusammenhaltende Sandstein wird hier in grossen Gruben, theilweise unterirdisch, ganz ähnlich wie bei Walldorf bei Meiningen, als Stubensand gewonnen.

Die Farbe des Sandes ist in den Sandgruben unten ganz weiss, oben aber durch Beimengung von ein wenig grünem Thon etwas grünlich. Die einzelnen Sandkörner sind vorwiegend ziemlich fein, an anderen Stellen aber auch wohl von mittlerer Grösse; selbst grobe Körner fehlen nicht. In dem lockeren Sande der Gruben beobachtet man hie und da braune Flecken bis zu Faust-Grösse. Im Innern sind sie häufig hohl und enthalten dann zuweilen kleine Kalkspath-, Braunspath- und Quarzkrystalle. Bei der Sandgewinnung werden diese Knollen bei Seite geworfen, so dass man sie in ziemlicher Menge untersuchen kann. Es sind dies

ähnliche Gebilde, wie sie Benecke[1]) aus seinen Zwischenschichten beschreibt und rühren auch hier, wie im Elsass, von theilweise ausgelaugten Dolomitknollen her.

Ueber diesen lockeren Sandmassen, welche etwa 6 bis 7 Meter hoch aufgeschlossen sind, liegt eine Zone von kieseligen Ausscheidungen von so grosser Mächtigkeit, wie ich sie anderswo bisher nicht beobachtet habe. Sie bilden mit der Schichtung parallel liegende, auf der Oberfläche oft etwas zackige und wellige, bis 0,05 Meter dicke Lagen oder Knollen. Ihre Farbe ist bald weisslich, bald grau oder dunkel; andere Varietäten sind achatartig gebändert oder durch Eisenoxyd carneolartig gefärbt. Zuweilen sind sie mit ein wenig Dolomit von brauner oder gelber Farbe verwachsen. Sie häufen sich hier so an, dass sie den Sand, welcher auch hier ziemlich grobkörnig wird, fast ganz verdrängen und eine 0,60 bis 1 Meter mächtige Carneolbank bilden.

Ueber diesen Carneolausscheidungen folgt wieder 0,60 Meter weisser, leicht zerfallender Sandstein, worauf eine 0,90 Meter dicke, feste, graugelbliche Sandsteinbank den Schluss der sandigen Ablagerung bildet.

Man kann hier sehr gut beobachten, wie rasch sich solche Carneolausscheidungen wieder auskeilen. Trotzdem der Carneol in den Sandgruben eine ganz ungewöhnliche Mächtigkeit hat, findet man ganz nahe dabei in den Wegen nur einige Brocken in denselben Lagen des Sandsteins.

Die über dem Sandstein folgende Abtheilung des gypsführenden Röths ist südlich von den Sandgruben ebenfalls gut aufgeschlossen und verdient wegen ihrer eigenthümlichen Beschaffenheit eine ganz kurze Beschreibung.

In dem Wege, welcher von den Sandgruben auf das Plateau des Heldrasteins führt, sieht man ganz unten graue Röththone, höher in Wechsellagerung mit einzelnen dünnen Gypslagern graue und rothe Thone. Besser wie hier sieht man sie nahebei westlich vom Wege am Abhange, wo auf einer Höhe von etwa 14 Meter an 4 Stellen Gyps in einer Mächtigkeit von 1,6 Meter, 0,6 Meter,

[1]) E. W. Benecke, Abhandlungen zur geol. Specialkarte von Elsass-Lothringen. Bd. I, Heft 4, S. 557.

0,3 Meter und 0,3 Meter aus dem etwas überrollten Röth heraussieht. Der Gyps hat hier grösstentheils ein sehr ungewöhnliches Aussehen. Er hat theilweise bunte Farben, indem rothe oder graue Farben in dünnen Lagen mit einander abwechseln. Dabei ist er durch Thon und besonders auch durch Glimmer stark verunreinigt. Hierdurch erhält er eine ganz dünnschiefrige Beschaffenheit und muss man oft recht genau nachsehen, um zu erkennen, dass man ein gypshaltiges Gestein vor sich hat. Diese starke Beimengung von Glimmer erinnert an den Glimmerreichthum der Voltziensandsteine, welche in Süddeutschland den Gypshorizont des Röths allmählich verdrängen.

In der Section Treffurt hat der carneolführende Chirotherium-Sandstein ebenfalls eine grosse Verbreitung, besonders auf den Feldern, die sich von Schnellmannshausen zum Heldrastein aufwärts ziehen. Im Allgemeinen hat er auch hier dieselbe Beschaffenheit, wie an den Feuersteinen an der Grenze der Sectionen Eschwege und Treffurt. Dagegen fand ich am Fusse des Heldrasteins ein ganz ungewöhnliches Vorkommen, welches durch die Gunst der Verhältnisse geschützt seine ursprüngliche Beschaffenheit behalten hat und auf manche Eigenthümlichkeiten der carneolführenden Chirotherium-Sandsteine ein helles Licht wirft.

Die durch Naturschönheit wie durch interessante geologische Verhältnisse gleich ausgezeichnete Umgebung des Heldrasteins, welche manchen berühmten Punkten Deutschlands an Reiz der Landschaft nicht nachsteht, verdient auch mit Rücksicht auf die geologischen Verhältnisse der Chirotherium-Sandsteine an dieser Stelle eine nähere Darstellung.

Kommt man von Norden her, so erblickt man vom Werrathale aus eine sehr hohe Bergwand, welche oben von steil, gewöhnlich ganz senkrecht abfallenden Felsen gekrönt wird. Am Heldrastein, welcher gegen das Seitenthal von Schnellmannshausen hin den colossalen östlichen Eckpfeiler der Felsenmauer bildet, erreicht sie ihre höchste Höhe. Er erhebt sich 501,6 Meter über das Meer und noch 328,3 Meter über den Spiegel der an seinem Fusse fliessenden Werra. Die hohe Bergwand ist der Absturz eines Plateau's, welches sich mit den Gebirgsschichten von Süden

her allmählich in die Höhe zieht und an dem höchsten Punkte plötzlich senkrecht abbricht. Sie zieht vom Heldrastein aus über den Eschberg an der Grenze zwischen Weimar und Hessen über die Grabburg und den Schieferstein, hie und da von eingreifenden Thalbildungen unterbrochen, ziemlich weit westlich nach Hessen hinein und hat eine auffallende Aehnlichkeit mit dem nördlichen Steilrande der Alp in Württemberg. Der oberste Felsenkranz besteht aus unterem Wellenkalk. Die harten, hier ungewöhnlich mächtigen Terebratelbänke bedecken weithin das Plateau und schützen dasselbe in hohem Maasse vor weiterer Erosion. Die untere der beiden Terebratelbänke ist es auch, welche am Heldrastein und in der Nähe des Aussichtsthurmes den obersten Rand der Felsenmauer bildet, und hie und da gesimseartig etwas über den Abgrund vortritt.

Geht man oben auf das Plateau und nahe an den Absturz heran, so sieht man die Felsen am Rande häufig von breiten oder schmalen Rissen durchzogen, besonders auf dem Heldrastein, so dass man in dem Buschwerk grosse Vorsicht gebrauchen muss, wenn man nicht durch diese Spalten zu Schaden kommen will. Durch solche breite Risse vom Plateau abgetrennt, stehen hie und da lange Felsmauern oder einzelne seltsam geformte Felspartieen vor dem Absturze, oft schon ziemlich weit vom Plateau entfernt, und zuweilen in Stellungen, welche einen baldigen Sturz derselben voraussehen lassen.

Den ganzen Felsenkranz umsäumt ein grossartiges Felsenmeer, dessen Steinmassen überall den Fuss des Wellenkalks verdecken und sich oft bis nahe zu den Oolithbänken aufthürmen, abwärts aber den grössten Theil des Röths verdecken und hie und da selbst bis auf den mittleren Bunten Sandstein herabgeschlagen sind.

Die Ursache des senkrechten Absturzes des Plateau's liegt hier nur mittelbar in der Bildung des Werrathales, unmittelbar aber im Röth. Der an seiner Basis liegende, am Heldrastein sehr mächtige untere Gyps ist hier, hoch über dem Flussthal liegend, wenn auch durch den ganzen auflagernden Röth und den grössten Theil des unteren Wellenkalks vor allzu grosser Auslaugung ge-

schützt, doch der Fortführung durch das Wasser nicht ganz entzogen. Hierdurch kommen die hangenden Schichten in's Rutschen; es bilden sich durch das Abbrechen der Felsmassen des Muschelkalks der erwähnten Risse und bei der verhältnissmässig rasch fortschreitenden Zerstörung der Felswände ganz senkrechte Abstürze, welche nicht Zeit haben, unter dem Einfluss der langsamer wirkenden Atmosphäre sanftere Böschungen anzunehmen.

Es ist natürlich, dass die Röth- und Sandsteinschichten am Fusse des steilen Abhanges in verhältnissmässig viel frischerem Zustande vorhanden sein müssen, als an den meisten anderen Orten oder in ebenen Gegenden, wo die Atmosphäre und die Gewässer seit ungeheueren Zeiträumen mehr Gelegenheit hatten, auf diese Schichten verändernd einzuwirken.

Wenden wir uns nun zu den Chirotherium-Schichten am Fusse des Heldrasteins selbst, so erreicht man den erwähnten Aufschluss am besten, wenn man von Schnellmannshausen aus den Weg gegen den Heldrastein hin verfolgt, neben welchem die Landesgrenze zwischen Weimar und Preussen herläuft. Kurz vorher, ehe dieser Weg nach Nordosten hin umbiegt, geht kurz vor dem östlich gegen Schnellmannshausen hin abwärts laufenden Thale ein Fussweg nach Westen hin ab, der auf dem Messtischblatt zwar eingetragen, aber an die unrichtige Stelle gesetzt ist, da er nicht nördlich, sondern südlich von dem erwähnten Thälchen vom Fahrwege abzweigt. Schon ehe man, diesen Fussweg verfolgend, in den nahen Wald tritt, findet man auf dem Felde den untersten Röthgyps links und rechts am Wege. Weiterhin überschreitet man im Walde theils abgesunkene Röththone, theils zerfallende weisse Sandsteine der Chirotherium-Zone, hie und da mit gelben Dolomitknauern und erreicht in 640 Schritt vom Fahrwege ab ein mächtiges Lager von anstehendem Röthgyps. Der Gyps ist hier rein und hellfarbig grau. In der untersten Bank findet man im Gyps eingebacken zahlreiche grobe Sandkörner. Er ruht hier unmittelbar auf dem weissen Chirotherium-Sandstein auf, dessen oberste Lagen man auf ein paar Fuss Höhe beobachten kann. Es ist ziemlich fester Sandstein, unter dem grosse Hohlräume erscheinen, in den man nöthigenfalls zwar hineinkriechen

kann, die näher zu untersuchen ich aber angesichts der umherliegenden, gewaltigen, abgeklotzten Felsblöcke keine Neigung verspürte, zumal man an anderer Stelle ebenfalls Gelegenheit hat, diese Schichten zu sehen, ohne sich in Gefahr zu begeben. Diese Hohlräume scheinen hier nicht durch Ausgraben von losem Sand, sondern durch Auslaugung entstanden zu sein.

Den besten Aufschluss findet man, wenn man den Fusspfad noch 275 Schritt weiter verfolgt, bis man die alte Landesgrenze zwischen Preussen und Hessen bei Stein No. 174 erreicht, und zwar an der Stelle, wo die Grenze nach Westen hin sich stark thalwärts senkt.

Hier ist der Chirotherium-Sandstein ganz vorzüglich aufgeschlossen; doch ist seine Auflagerung auf dem grobkörnigen Sandstein nicht zu sehen. Er erreicht eine Mächtigkeit von 8 Metern.

Das Gestein hat auch hier eine helle, graue Farbe und ist nicht durch Eisenoxyd gefärbt. Die Sandkörner sind theils ganz fein, theils gröber; auch ganz grobe Körner fehlen nicht. Man kann Handstücke schlagen, welche man vom typischen, grobkörnigen Buntsandstein nicht unterscheiden kann.

Das Gestein ist hier von oben bis unten ganz von Gyps durchdrungen. Letzterer zeigt eine helle oder graue Farbe und ist gewöhnlich dicht, wie der Röthgyps; im obersten Theile der Ablagerung kommen jedoch auch dünne Schnüre von Fasergyps vor. Der Gypsgehalt des Sandsteins ist nicht überall gleich. Unten überwiegt auf etwa 4 Meter Höhe der Gyps den Sand. Man kann hier leicht Handstücke schlagen, welche aus nur wenig von Sand verunreinigtem Gypse bestehen. Letzterer bildet häufig kleine, Haselnuss- oder Wallnuss-grosse Partieen, neben denen der Sand sich ebenfalls zu kleinen Knollen zusammen geballt hat. An anderen Stellen sind Gyps und Sand gleichmässig mit einander vermischt. Im oberen Theil der Ablagerung nimmt der Sandgehalt zu und mag der Sand im Allgemeinen etwas vorherrschen.

Die anderswo im Sandstein so häufig beobachteten Dolomitpartieen fehlen auch hier nicht. Sie sind mehr oder weniger gut contourirt oder mit dem Gestein verwachsen und liegen in grösserer

Zahl im oberen Theile der Ablagerung. Ihre Farbe ist gelblichgrau. Mit den Dolomitknollen verwachsen fand ich in der Felswand noch einige Stückchen Carneol.

Wo das Gestein aussen durch Verwitterung den Gypsgehalt verliert, fällt es in Folge des Verlustes seines Bindemittels zu losem Sande auseinander.

Eine von mir angestellte Analyse der Dolomitknollen von dieser Stelle ergab folgendes Resultat:

In unlöslicher Säure (Sand etc.) . .	22,93 pCt.
Thonerde	0,83 »
Kohlensaures Eisenoxydul	2,06 »
Kohlensaurer Kalk	42,38 »
Kohlensaure Magnesia	32,22 »
Summa	100,42 pCt.

Die gefundenen 42,38 pCt. kohlensaurer Kalk würden zur Bildung von normalem Dolomit 35,59 pCt. kohlensaure Magnesia erfordern. Es fehlen also noch 3,37 pCt. kohlensaure Magnesia. Da die Knolle ringsum von Gyps umgeben war, so ist an dieser Stelle an eine Veränderung des Gesteins durch das Wasser nicht zu denken. Es ist auffallend, dass alle Analysen, welche ich über solche Dolomite bisher angestellt habe, ähnliche Resultate ergaben; überall fehlt eine Kleinigkeit von kohlensaurer Magnesia zur Bildung von normalem Dolomit.

Unmittelbar über dem gypshaltigen Sandstein lagert der untere Röthgyps. Er erreicht hier eine sehr bedeutende Mächtigkeit. Wie gross dieselbe hier ist, lässt sich wegen der theilweisen Bedeckung des Terrains mit Buschwerk nicht genau angeben; was man von den Gypsfelsen sieht, mag eine Mächtigkeit von 8 Metern erreichen. Die Farbe des ganz reinen Gypses ist unten grau, wird aber höher ganz weiss. Das Gestein ist vielfach durch kleine Risse, welche wohl bei der Umwandlung des ursprünglich abgesetzten Anhydrits in Gyps entstanden sind, zerborsten. Aehnliches beobachtet man auch in dem gypsführenden Chirotherium-Sandstein.

Die Beschaffenheit des Chirotherium-Sandsteins am Heldrastein macht es wahrscheinlich, dass die weisse Farbe dieses Gesteins,

wo man sie beobachtet, überall eine ursprüngliche ist und dass dieselbe nicht, wie manche Autoren vermuthet haben, der Auslaugung des färbenden Eisenoxyds durch das Wasser zugeschrieben werden kann. Es ist auch nicht recht einzusehen, warum gerade nur die Chirotherium-Sandsteine durch Auslaugung des Eisenoxyds weiss geworden sein sollen, während die übrigen Schichten des Buntsandsteins ihre rothe Farbe auch da, wo sie ganz bloss zu Tage treten, behalten haben. Wo immer ich Auslaugung der rothen Farbe der Sandsteine beobachtet habe, beschränkte sich dieselbe auf wenige Millimeter oder Centimeter an den Rändern der die Sandsteine durchsetzenden kleinen Klüfte.

Auch die lockere Beschaffenheit des carneolführenden Chirotherium-Sandsteins an manchen Orten in Hessen und am Westrande des Thüringer Waldes findet durch die Annahme, dass dort der ursprünglich vorhanden gewesene, die Sandkörner cementirende Gyps ausgelaugt worden sei, ihre Erklärung, wenn man auch zugeben muss, dass an manchen Orten eine die Sandkörner verkittende Substanz vielleicht gar nicht vorhanden gewesen ist.

Der starke Gypsgehalt des Chirotherium-Sandsteins am Heldrastein beweist neben dem Vorkommen von Dolomiten, Carneolen und den Fährten-Abdrücken von Thieren, dass der Chirotherium-Sandstein, wenigstens in Mitteldeutschland, in einem seichten, austrocknenden Meere, in welchem neben klastischem Materiale auch chemische Niederschläge zur Ablagerung kamen, gebildet wurde. Das Wasser war mit Salzen allerlei Art, von denen die schwerlöslichsten zuerst niedergeschlagen wurden, gesättigt und machte den Aufenthalt der Thiere darin unmöglich. Nur diesem Umstande ist es zuzuschreiben, dass wir in diesen Schichten, welche keine Süsswasser-Bildungen, sondern marine Ablagerungen sind, so selten Versteinerungen finden.

III.

Verfolgen wir nun den Chirotherium-Sandstein von Meiningen aus nach Süden, so macht sich nach dieser Richtung hin eine allmählich zunehmende Versandung des unteren Theils der thonigen Schichten des Röths bemerkbar. Dieser Wechsel der Facies er-

streckt sich zunächst auf die bunten Thone über den grauen, hellfarbigen Schichten an der Basis des Röths, die man in der Gegend von Kissingen noch unverändert findet, aber bei Gambach am Main auch fast ganz durch die Voltziensandsteine verdrängt werden.

Untersuchen wir den Buntsandstein zunächst in der Kissinger Gegend, so finden wir den Chirotherium-Sandstein wohl am besten in und neben einem Eisenbahneinschnitt aufgeschlossen, welcher an der Bahn von Kissingen nach Ebenhausen 8 bis 9 Minuten südlich von der Unterführung der Strasse von Kissingen nach Arnshausen liegt.

In dem Bahneinschnitt selbst sind die untersten Röthschichten angeschnitten, während die obersten Bänke des mittleren Buntsandsteins unmittelbar südlich von diesem Einschnitt an der Ostseite der Bahn in vorzüglicher Weise entblösst sind. Hier findet man von unten nach oben

1) 0,80 Meter Sandstein, von blassrother Färbung, mittelkörnig, mit Ueberzügen von kohlensaurem Kalk,
2) 0,22 » Sandstein, roth gefärbt, schiefrig aufblätternd, mit vielem Glimmer,
3) 0,83 » rothen Sandstein, theils fest und hart, theils zerfallend.

Das Bindemittel der unter 1 bis 3 angeführten Lagen ist, wie es scheint, etwas kieselig. Das Korn des Sandsteins ist von mittlerer Grösse. Auf der Oberfläche der unter 3 angeführten Schicht liegen zahlreiche, mässig grobe Körner, wie sie für den mittleren Buntsandstein in der Umgebung des Thüringer Waldes charakteristisch sind.

Mit diesen Bänken schliesst die grobkörnige Abtheilung des mittleren Buntsandsteins.

Es mag nebenbei bemerkt werden, dass diese Schichten, welche in Folge der Abtragung der hangenden Schichten für den Bahnbau auf einer grossen Fläche blossgelegt sind, einige bis 0,17 Meter breite, offene Spalten zeigen. Sie haben einen zickzackförmigen Verlauf und ganz scharfkantige Ränder. Da hier

an eine Abrutschung des Terrains nicht zu denken ist, auch solche Spalten nicht durch Erosion der Gewässer entstanden sein können, so bleibt kaum etwas Anderes übrig, als ihre Entstehungsursache in der Auslaugung der Gypse und Salze des Zechsteins durch die Kissinger Quellen zu suchen.

Ueber der abgeräumten Fläche erhebt sich bis zur Höhe des Planums der Eisenbahn eine senkrechte Wand, welche aus den Schichten des thüringischen Chirotherium-Horizontes besteht. Die Ablagerung beginnt unten ganz ähnlich, wie bei Nagold im württembergischen Schwarzwalde

5) mit rothem, 0,50 Meter mächtigem Thone, welcher nach oben hin etwas sandig wird.
6) Ueber ihm liegt feinkörniger, rother, glimmerreicher Sandstein, ganz so beschaffen, wie bei Nagold, 0,50 bis 0,60 Meter dick.

Es folgt dann

7) 0,15 Meter ziemlich hellfarbiger, feinkörniger Sandstein,
8) 0,30 » rother, feinkörniger Sandstein von derselben Beschaffenheit wie No. 6.

Ueber diesen feinkörnigen, glimmerreichen Sandsteinbänken lagert

9) die eigentliche Carneolbank von 1,70 Meter Mächtigkeit, welche sich von den übrigen Schichten durch ihre violette Färbung, sowie durch die zahlreichen in ihr vorkommenden Dolomitknollen scharf von den übrigen Schichten abtrennt. Carneol konnte ich zwar hier in der Bank nicht finden; doch ist sie durch alle sonstigen Eigenthümlichkeiten, wie durch ihre Lage der Schichtenreihe der Carneolbank des Schwarzwaldes und der Vogesen so durchaus gleich, dass ich um so weniger Anstand nehme, sie mit letzterer zu identificiren und auch als Carneolbank zu bezeichnen, als auch in Süddeutschland nicht überall Carneol in der Bank vorkommt.

Das Korn des Sandsteins der Carneolbank ist im Allgemeinen ziemlich fein, doch an anderen Stellen auch mittelkörnig, ähnlich den Sanden in den zerfallenden mittelkörnigen Bänken des mittleren Buntsandsteins bei Meiningen. Glimmer findet sich an manchen Stellen der Bank in ziemlich grosser Menge, und zwar fast ausschliesslich weisser Glimmer. Sonst hat die Bank genau dieselbe Beschaffenheit, wie die Carneolbank bei Nagold. Auch bei Kissingen hat der Sandstein eine ganz lockere Beschaffenheit; ebenso zeigt er die für diese Bank in Süddeutschland so charakteristische violette Farbe, neben welcher auch etwas Roth oder Blau vorkommt; auch die zahlreichen in der Bank liegenden Dolomitknollen bezeichnen den Horizont ebenso, wie am Schwarzwalde.

Der Dolomit sondert sich von den Sandmassen ziemlich scharf ab und bildet Knollen von der Grösse eines Ei's oder einer Faust oder auch längere Streifen. An einer Stelle der Bank häufen sich diese Dolomite so sehr an, dass die Bank auf eine Höhe von 0,28 Meter grösstentheils aus Dolomit besteht. Durch dichte Beschaffenheit und durch ihre helle, fast weisse Farbe unterscheiden sich diese ganz unzweifelhaft ursprünglich als Dolomite gebildeten Gesteine wesentlich von den durch die Untersuchungen Beyrich's [1]) bekannt gewordenen grauen, grobkrystallinischen Dolomiten in der Nähe der Kissinger Hauptverwerfung, welche durch Einwirkung der auf der Verwerfungskluft aufsteigenden Quellen Kissingens aus den blauen Kalken des Wellenkalks entstanden sind, und durch ihr Vorkommen bis zu grosser Höhe über der jetzigen Thalsohle auf die ungemein lange Zeitdauer, während welcher die Kissinger Quellen geflossen sein müssen, schliessen lassen.

Eine von mir angestellte Analyse des Dolomits der Carneolbank bei Kissingen ergab:

	3,58 pCt.	Sand und Thon,
	1,60 »	Eisenoxyd und Thonerde,
	52,49 »	kohlensauren Kalk,
	40,88 »	kohlensaure Magnesia,
Summa	98,55 pCt.	

[1]) E. Beyrich, Zeitschrift der Deutsch. geol. Ges. Bd. 34, S. 673.

Das Eisen ist in dem Dolomit als kohlensaures Eisenoxydul enthalten, doch wurden Thonerde und das niedergeschlagene Eisenoxyd nicht getrennt.

Rechnet man den Gehalt von kohlensaurem Kalk und von kohlensaurer Magnesia auf 100 pCt. um, so erhält man 56,2 pCt. kohlensauren Kalk auf 43,8 pCt. kohlensaure Magnesia, während ein normaler Dolomit aus 54,35 pCt. kohlensaurem Kalk und 45,65 pCt. kohlensaurer Magnesia zusammengesetzt ist. Auch hier fehlt also ein kleiner Procentsatz von kohlensaurer Magnesia, ganz so wie in den Dolomiten des Chirotherium-Sandsteins am Heldrastein oder wie in dem durch Metamorphose entstandenen Gestein neben der Kissinger Haupt-Verwerfung.

Ueber der Carneolbank folgt eine hellfarbige Abtheilung von feinkörnigem, festerem Sandstein und Thonen, und zwar speciell

10) 0,82 Meter Sandstein, unten auf etwa 0,30 Meter hie und da zerfallend, oben fest und auf Klüften mit hartem Kalksinter überzogen,
11) 0,02 » Thon,
12) 0,06 » Sandstein,
13) 0,01 » Thon,
14) 0,16 » Sandstein,
15) 0,35 » Thon,
16) 0,50 » ganz dünne Sandsteinbänkchen im Wechsel mit hellfarbigem Thon.

Hier schliesst die Abtheilung des Chirotherium-Sandsteins.

Unter den zuletzt erwähnten Sandsteinen haben einige Platten an der oberen Grenze der Ablagerung, hart neben den Schienen der Eisenbahn eine löcherige Beschaffenheit, so dass man an Auslaugung von löslichen Mineralien denken könnte; andere zeigen auf der Oberfläche allerlei eigenthümlich geformte Concretionen oder sehen wie ganz zerhackt aus.

Unter den aus den obersten Bänkchen herrührenden zerstreut umherliegenden Platten fand ich auch eine mit Leisten und zwei andere mit Fährtenabdrücken, die zwar schlecht erhalten sind, aber sich doch noch als Fährten erkennen lassen. Der eine Abdruck

ist, nach einer wohl erhaltenen Zehe zu urtheilen, mit den Abdrücken des *Chirotherium Barthii* bei Hildburghausen identisch; die andere aber scheint davon abzuweichen, da die Zehen weiter, wie gewöhnlich, aus einander stehen und einen mehr dreieckigen Umriss haben.

Die im Bahneinschnitt aufgeschlossenen untersten Schichten des oberen Buntsandsteins bestehen unten

17) aus einer Ablagerung von hellfarbigen, mergeligen Thonen. Ihre Mächtigkeit beträgt $7^1/_2$ Meter. Darüber liegt
18) rother Schieferthon, 0,20 Meter dick,
19) 1,40 Meter Sandstein von dunkelrother Farbe, sehr feinem Korn und starkem Thongehalt. Zahlreiche Glimmerblättchen auf den Schichtungsflächen machen das Gestein ganz dünnplattig,
20) rother Schieferthon, 0,70 Meter dick,
21) rother Sandstein, 0,30 Meter mächtig und ebenso beschaffen, wie die Sandsteine unter No. 19,
22) 2 Meter vorwiegend hellfarbiger Schieferthon.

Hier hört der Einschnitt auf und sind die höher liegenden Schichten nicht aufgeschlossen.

Verfolgt man die Eisenbahn von dem Einschnitte weiter nach Ebenhausen zu, so sieht man nicht weit von hier in einem etwas höheren Niveau im rothen Thone nochmals ähnliche Einlagerungen von feinkörnigem, rothem, glimmerreichem, thonigem Sandstein, welcher etwa 5 Meter hoch mit Thonbänken oder sandigem Schieferthon wechselt.

Man erkennt leicht, dass alle diese Sandsteine zur Abtheilung der Voltziensandsteine gehören, welche auch bei Kissingen nur wenig entwickelt und zu technischen Zwecken unbrauchbar sind.

Die höher im Röth bei Meiningen auftretenden weissen Sandsteine sind an den Bahnlinien nicht aufgeschlossen.

IV.

Für die Kenntniss der Schichten mit Chirotherium-Fährten war es von besonderer Wichtigkeit, auch diejenigen Schichten zu

untersuchen, welche im Mainthale Chirotherium-Fährten enthalten. Ich wählte zur Untersuchung die Umgebung von Wernfeld, wo bei Gambach nach den Mittheilungen SANDBERGER's [1]) diese Bänke am besten aufgeschlossen sind. Hier treten am Rothen Berge an einem Ausläufer desselben gegen den Vereinigungspunkt des Gambacher Seitenthals mit dem Mainthale alle Schichten vom grobkörnigen Sandstein bis zum Wellenkalk ziemlich gut aufgeschlossen zu Tage; besonders sind dort auch die weissen Sandsteine im oberen Theile des oberen Buntsandsteins durch einen in diesem Jahre ausgeführten Wegbau in vorzüglicher Weise aufgeschlossen worden.

Zur Bestimmung der Gebirgsmächtigkeiten bediente ich mich eines genauen FORTIN'schen Quecksilberbarometers. Das erlangte Resultat erreicht zwar die Genauigkeit eines exacten Nivellements nicht, dürfte aber vollständig genügen, da ich, um jeden möglichen Irrthum auszuschliessen, die Messung mehrmals wiederholt und aus den am Instrumente abgelesenen Barometerständen, welche entweder gar keine oder nur geringe (bis 0,2 Millimeter) Abweichungen ergaben, für die Berechnungen das Mittel genommen habe.

Ganz unten am Berge ist am Fusse einer steilen Wand, nur 2 bis 3 Meter über dem Niveau der nahe vorbeiführenden Eisenbahn, etwa 10 Meter über dem Spiegel des Mains eine harte, feste mattrothe Bank sichtbar, welche etwa 1 Meter hoch aus dem Boden hervorsteht. Sie ist die oberste Bank der grobkörnigen unteren Abtheilung des Mittleren Buntsandsteins und von ganz ähnlicher Beschaffenheit, wie die unter 1 bis 3 angeführten Schichten des Kissinger Profils. Das Korn des Sandsteins ist als mässig grob, etwa als mittelkörnig zu bezeichnen.

Es folgt nun an der steilen Bergwand eine mächtige Sandstein-Ablagerung, welche mit dem Chirotherium-Sandsteine bei Meiningen identisch ist. Da F. SANDBERGER diesen Namen einer in höherem Niveau vorkommenden Bank beilegt, so werde ich zur Unterscheidung der beiden Chirotherium-Horizonte den Chiro-

[1]) F. SANDBERGER: Die Gliederung der Würzburger Trias und ihrer Aequivalente. Separat-Abdruck aus der Würzburger naturwissenschaftlichen Zeitschrift, Bd. VI.

therium-Sandstein Thüringens weiterhin als unteren oder thüringischen Chirotherium-Horizont, den höher liegenden Chirotherium-Horizont in Franken aber als oberen oder fränkischen Chirotherium-Sandstein bezeichnen.

Der untere Chirotherium-Sandstein besteht aus einer einzigen mächtigen Sandablagerung ohne Einlagerung von Thonbänken. Von dem Vorkommen am Thüringer Walde unterscheidet sich die Bank bei Gambach nur durch die rothe oder violette Farbe des Gesteins und durch das etwas gröbere Korn. Nach der Korngrösse würde die Zutheilung dieses Sandsteins zu den sehr feinkörnigen Voltziensandsteinen und ihre Abtrennung vom grobkörnigen Buntsandstein hier unnatürlich sein. Die Mächtigkeit des unteren Chirotherium-Sandsteins beträgt 5,70 Meter. Die Carneolbank ist an dieser Stelle von der übrigen Sandmasse nicht so scharf abgetrennt, wie bei Kissingen; jedoch zeichnet sich der untere Theil der Ablagerung auf etwa 3 Meter Höhe durch violette Farbe, neben welcher auch rothe oder bläuliche vorkommt, vor dem übrigen Sandstein aus. In diesem untersten Theil des unteren Chirotherium-Sandsteins findet man auch die für die Carneolbank so charakteristischen Knollen von Dolomit, wenn auch lange nicht so zahlreich, wie bei Kissingen. Am zahlreichsten liegen sie an dem äussersten Ende der Bergwand gegen den Main hin. Hier fand ich auch ein Paar Brocken von Carneol, so dass über die Identität der Bank mit der sogenannten Carneolbank kein Zweifel bleiben kann. Ueber der Carneolbank hat der Sandstein eine vorwiegend rothe Farbe; doch kommen auch hier violette Lagen oder Partieen vor, welche an den so gefärbten Stellen, ebenso wie die violette Carneolbank Neigung zeigen, auseinander zu fallen, während der rothe Sandstein im Allgemeinen fester ist.

Ueber dem unteren Chirotherium-Sandstein, in welchem bisher Fährten nicht beobachtet worden zu sein scheinen, folgt die Abtheilung der Voltziensandsteine, welche eine Mächtigkeit von 31,8 Meter erreicht. Sie sind in der Umgebung in zahlreichen Steinbrüchen aufgeschlossen, so bei Gambach auf der Höhe des Plateaus und am Bahnhofe zu Gössenheim. Der Sandstein hat ein feines Korn, mattrothe Farbe und einen starken Gehalt an

Glimmer. Er wird hier überall zu Platten verarbeitet. Nach F. SANDBERGER[1]) sind bei Wernfeld zahlreiche Stämmchen der *Voltzia heterophylla* in ihm gefunden worden.

Am rothen Berge sind diese Schichten nicht gerade besonders gut aufgeschlossen. Unten, gleich über dem unteren Chirotherium-Sandstein, macht sich die unten hellfarbige Abtheilung des thüringischen Röths noch durch Bröckchen von hellfarbigem Schieferthon bemerkbar, welchen man auf etwa 2 Meter Höhe zwischen den rothen Sandsteinbrocken am Abhange zerstreut findet. Höher sind die zwischen den Sandsteinen liegenden Bänke von Schieferthon, wie der Sandstein roth gefärbt. Die Schieferthonbänke nehmen noch oben an Zahl zu und erlangen endlich das Uebergewicht.

Den Schluss des Voltziensandsteins macht hier eine feste, dickere Sandsteinbank, welche durch einen kleinen Steinbruch aufgeschlossen ist. Auf ihrer Oberfläche zeigt sie einen Ueberzug von theils rothem, theils meergrünem Thone.

Diese sandigen Schichten werden von Thonbänken, welche eine Mächtigkeit von 19,7 Meter erreichen, überlagert. Sie sind im Allgemeinen roth; nur in der Mitte bemerkt man ein ganz dünnes, hellfarbiges Thonbänkchen. Sandige Schichten kommen hier nur ganz untergeordnet vor. An der Basis liegt in einer Höhe von $1^1/_4$ Meter über der erwähnten obersten Bank der Voltziensandsteine noch ein dünnes Sandsteinbänkchen, über welchem etwas hellfarbiger, meergrüner Thon abgelagert ist. Auch an der oberen Grenze der Thone kommen 3 bis 4 Bänkchen vor, welche etwas sandig werden, aber nur wenig Bedeutung haben.

Es folgt nun eine vorwiegend sandige Zone, die Chirotheriumbank SANDBERGER's.

Zu unterst liegt eine sehr mächtige, 1,75 Meter dicke Sandsteinbank, ohne jedes Lösen. Sie hat weisse, unten theilweise schwach röthliche Farbe. Der Sandstein ist fest und hart und an dieser Stelle sehr feinkörnig, während das Korn der oberen Chirotherium-Bank an anderen Orten auch wohl gröber wird.

[1]) F. SANDBERGER, Die Triasformation im mittleren Maingebiete. Sep.-Abd. aus der Gem. Wochenschrift. Jahrgang 1882, S. 6.

Durch 2,7 Meter rothen, theilweise sandigen Schieferthon, über welchem 0,30 Meter hellfarbiger Thon liegt, von der unteren Sandsteinbank getrennt, folgt nach oben noch eine zweite Sandsteinbank. Sie hat hier 1,5 Meter Mächtigkeit und ist von derselben Beschaffenheit wie die untere. Ihre Oberfläche ist mit hellfarbigem Thon überzogen.

Man sieht dieselben Schichten auch aufgeschlossen hart oberhalb des Dorfes Gambach, wenn man von Gössenheim herkommt; doch ist hier der untere Theil des Sandsteins durch Graswuchs verdeckt. Ganz vollständig sieht man den oberen Chirotherium-Sandstein ferner an dem Fusswege, welcher von Gambach über den Rothen Berg führt, und den rechten Winkel, welchen die Fahrstrasse nach Carlstadt hin macht, etwas abkürzt. Hier bildet die Chirotherium-Bank eine mächtige Zone von vorwiegend hellfarbigen und röthlichen Sandsteinen, zwischen welchen auch eine violettfarbige, zerfallende Sandsteinschicht vorkommt, im Wechsel mit rothen und hellfarbigen Thonbänken.

Diese Sandstein-Zone enthält in Franken und an der Tauber vorzugsweise die Chirotherium-Fährten, die jedoch bei Kissingen auch in dem unteren Chirotherium-Sandstein nicht fehlen.

Aus einer Vergleichung des Profils am Rothen Berge mit den Profilen aus der Meininger Gegend geht die Identität der oberen Chirotherium-Bank in Franken mit dem weissen Sandstein im oberen Röth bei Meiningen ganz unzweifelhaft hervor.

Die Ablagerung über der oberen Chirotherium-Bank bis zur untersten Bank des Wellenkalkes hat den gleichen Charakter, wie bei Meiningen. Es sind rothe Thone, über welchen unter der Basis des Wellenkalkes diejenigen Schichten liegen, die den Röthkalken bei Meiningen entsprechen. Die Mächtigkeit der Schichten von der oberen Chirotherium-Bank bis zum Wellenkalk beträgt 34,0 Meter.

V.

In Betreff der Parallelisirung der Schichten des Bunten Sandsteins im Schwarzwalde, namentlich der sog. Carneolbank, mit den gleichen Schichten des Thüringer Waldes kann ich mich auf einige

Bemerkungen beschränken, da diese Schichten bereits durch H. Eck in seiner öfters citirten Arbeit über Lahr eingehend beschrieben worden sind und ich mich mit den dort über den Bunten Sandstein vorgetragenen Ansichten im Allgemeinen durchaus einverstanden erklären kann. Es gebührt ihm das Verdienst, die Dreitheilung des Bunten Sandsteins in unteren, mittleren und oberen Bunten Sandstein in ähnlicher Weise durchgeführt zu haben, wie in Mittel- und Norddeutschland. Es ist dies als ein grosser Gewinn zu erachten, da nur bei der Gliederung nach einheitlichen Grundsätzen geologische Karten entstehen können, welche mit gleichen Farben auch Gleichalteriges darstellen. Die Bedenken, welche gegen die Scheidung des unteren und mittleren Bunten Sandsteins nach der Korngrösse früher, namentlich auch von Benecke, erhoben worden sind, haben sehr an Gewicht verloren, seitdem man immer deutlicher erkennen kann, dass die Ansicht über die sehr verschiedene Facies des Bunten Sandsteins in den verschiedenen Gegenden wenigstens theilweise auf irrigen Parallelisirungen der Schichten beruht, und seitdem die Vorstellung, dass die Materialien des Bunten Sandsteins am Schwarzwalde von einem früher dort angenommenen Schwarzwald-Continente herrühren möchten, unhaltbar geworden ist und man aus den Arbeiten besonders der Herren Lepsius und Benecke weiss, dass die Vogesen und der Schwarzwald ihre Entstehung in der Tertiärzeit erhielten, ebenso wie dies auch bei dem Thüringer Walde der Fall ist.

Man muss sich im Gegentheil wundern, dass ganz schmale Bänke, wie im unteren Muschelkalk die beiden Terebratelhorizonte oder im Bunten Sandstein die carneolführenden Schichten vom Harz bis zum Schwarzwalde und bis zu den Vogesen verfolgt werden können. Ich halte es daher für nicht so bedenklich, wenn auch am Schwarzwalde durch Eck die Grenze zwischen unterem und mittlerem Buntsandstein nach denselben Grundsätzen, wie in Mitteldeutschland, gezogen worden ist. Mag die Uebereinstimmung auch keine mathematisch genaue sein, so ist sie doch eine genügende. Was ich im oberen Murgthale von den Schichten des unteren Bunten Sandsteins bei Heselbach sah, hat dieselbe Beschaffenheit, wie die gleichen Schichten am Thüringer Walde.

Man hat um so mehr ein Recht, die erwähnte Uebereinstimmung anzunehmen, als auch im oberen Bunten Sandstein eine ganz auffallende Aehnlichkeit dieser Schichten am Schwarzwalde und am Thüringer Walde und bei Kissingen hervortritt. An der Nagoldbrücke zwischen Emmingen und Nagold liegt über dem Kieselconglomerate zunächst rother Thon, etwa 2 Meter dick, darüber 4 Meter ziemlich feinkörniger, rother, glimmerreicher Sandstein. Er wird überlagert, genau so wie bei Kissingen, von der Carneolbank Sandberger's, welche an der Strasse von Emmingen nach Nagold eine solche Beschaffenheit hat, dass die Beschreibung der Carneolbank zu Kissingen ganz genau auf die Bank bei Nagold passen würde. Darüber folgt bei Nagold wieder rother glimmerreicher Sandstein, in welchem 7 Meter über der Carneolbank noch eine zweite Dolomitknauerbank von ganz ähnlicher Beschaffenheit, wie die untere, aber ohne Carneol, vorkommt. Durch das Vorkommen von feinkörnigem, glimmerreichem Sandstein zwischen der Carneolbank und der oberen Dolomitknauerbank, welcher von den Voltziensandsteinen petrographisch nicht verschieden ist, wird hier allerdings eine kleine Unsicherheit darüber hervorgerufen, ob man diese Sandsteine zum thüringischen Chirotherium-Horizonte oder zum Voltziensandstein stellen soll. Wenn man aber berücksichtigt, dass bei Gambach über der Carneolbank rothe Sandsteine liegen, welche ganz unzweifelhaft dem thüringischen Chirotherium-Sandstein beizurechnen sind, ferner in Betracht zieht, dass bei Gambach violette Farbe auch über der Carneolbank im Chirotherium-Sandstein vorkommt, besonders ganz hart unter dem Voltziensandstein, wenn man ferner bedenkt, dass die violette Farbe des Sandsteins und der Dolomitknauern in Süddeutschland die Carneolbank charakterisiren: so sind dies eine Reihe von Gründen, welche mich bestimmen, die Schichten über der Carneolbank bis incl. zu der oberen Dolomitknauerbank zu denjenigen Schichten zu stellen, welche mit dem Chirotherium-Sandstein Thüringens zu identificiren sind. Die höheren Schichten des oberen Buntsandsteins unterscheiden sich am Schwarzwalde nur quantitativ, nicht qualitativ von denen bei Meiningen. Die am Thüringer Walde nur in sehr geringem Grade entwickelten

Voltziensandsteine haben am Schwarzwalde den thüringischen Röththon bis auf einen nicht sehr erheblichen Rest unter dem unteren Muschelkalk verdrängt. Doch war es mir sehr überraschend, in einem Steinbruche unweit Nagold, am Wege von Wildberg nach Sulz, an der Lindhalde unter der obersten mächtigen Thonbank des oberen Buntsandsteins eine 0,47 Meter mächtige, weisse Sandsteinbank zu sehen, welche ich mit Eck für die fränkische Chirotherium-Bank halte. Sie hat petrographisch genau dasselbe Aussehen, wie der weisse Sandstein im oberen Theile des Röths bei Meiningen und wie der obere Chirotherium-Sandstein bei Gambach; dazu liegt sie genau dort, wo man sie in Württemberg suchen muss.

Dass in den Vogesen die »Zwischenschichten« Benecke's mit dem Chirotherium-Horizonte des Thüringer Waldes zu identificiren sind, lässt sich ohne Weiteres aus der vorzüglichen Beschreibung dieser Schichten durch Benecke an dem bereits citirten Orte erkennen.

Die Schichten setzen auch noch weiterhin nach Lothringen fort, wo die von Weiss am Spicheren Berge aufgefundenen Knollen demselben Horizonte angehören, und wie Benecke mit Recht hervorgehoben hat, auch hier vielleicht zu einer schärferen Trennung des Voltziensandsteins vom Hauptbuntsandstein benutzt werden könnten.

Die Frage, ob man den thüringischen Chirotherium-Sandstein und die ihm parallel stehenden Schichten besser zum oberen oder zum mittleren Buntsandstein stellen soll, ist von verschiedenen Autoren je nach der Beschaffenheit der von denselben durchforschten Gegend verschieden beantwortet worden. Es ist nicht meine Absicht, hier auf diese Frage weiter einzugehen, da mich dies zu weit führen würde und es mir auch von viel geringerem Interesse zu sein scheint, ob die Grenze etwas tiefer oder höher gelegt wird, als zu wissen, welche Schichten einander gleich stehen.

Eck hat die Carneolbank am Schwarzwalde zum oberen Buntsandstein gestellt, und findet für sein Verfahren hauptsächlich darin eine Stütze, dass die zwischen der Carneolbank und der höheren Dolomitknauerbank liegenden Sandsteine, ebenso noch die unter

der Carneolbank bis zum oberen Kieselconglomerat liegenden Sandsteine petrographisch den Voltziensandsteinen ganz gleich sind. Am Thüringer Walde ist dies jedoch nicht der Fall, und würde dort eine Abtrennung des unteren Chirotherium-Sandsteins von den ähnlichen Sandsteinen des mittleren Buntsandsteins und die Zutheilung zu der thonigen Abtheilung des Röths sich nicht wohl rechtfertigen lassen. Hier wird in neuerer Zeit der Chirotherium-Sandstein überall als eine technisch wichtige Abtheilung von den grobkörnigen Sandsteinen abgetrennt und durch Schraffirung auf den geologischen Karten als eine besondere Schichtenreihe ausgezeichnet.

Meiningen, im April 1884.

Von Eisenach nach Thal und Wutha.

Von Herrn **J. G. Bornemann** in Eisenach.

(Hierzu Tafel XXII—XXVII.)

Das nördliche Ende des Thüringer Waldgebirges, namentlich die Strecke zwischen Eisenach, Thal und Ruhla besitzt einen so grossen Reichthum interessanter geologischer Erscheinungen, dass ihr schon viele Beobachter ihre Aufmerksamkeit zuwandten und die Literatur über diese Gegend nach und nach einen ansehnlichen Umfang gewonnen hat. Nichtsdestoweniger lohnt es sich noch immer der Mühe, dieses auch in landschaftlicher Beziehung so anziehende Gebiet von Neuem zu durchstreifen und weitergehende Untersuchungen anzustellen.

Es giebt wohl keinen zweiten Punkt, wo man, wie hier, in einer Viertelstunde aus dem Gebiete des Rothliegenden durch sämmtliche Glieder der permischen und Trias-Formation hindurch bis zum Lias und zu Diluvialgebilden wandern kann, und wo zugleich grossartige und verwickelte Schichtenstörungen in anschaulichster Weise einander so nahe gerückt sind, wie hier.

Mit Entzücken beschrieb der gründliche Beobachter Joh. Carl Wilh. Voigt (Mineral. Reisen II, S. 17) in einem am 5. Juli 1784, also vor hundert Jahren, aus Ruhla geschriebenen Brief seine Wanderung von Eisenach über die »Göpelsburg« oder Göpelskuppe[1]) nach Ruhla. Seine trefflichen Schilderungen und

---

[1]) Der Name rührt von einem um die Stadt Eisenach sehr verdienten Herrn Andreas Goepelius her, welcher zu Anfang des vorigen Jahrhunderts den damals öden Berg vom Herzog Johann Wilhelm geschenkt erhielt und mit Anlagen schmückte. Durch einen an sächsischem Dialekt leidenden Geometer ist später das Wort Köbelskuppe auf die Flurkarte gekommen und von da auf die Generalstabskarte übergegangen.

scharfen Beobachtungen sind uns noch heute eine ergiebige Quelle für das Studium des Thüringer Waldes.

Von späteren Beobachtern hat besonders Senft zahlreiche fleissige Arbeiten über die Umgegend von Eisenach geliefert; Cotta's und Heinr. Credner's geologische Karten geben eine übersichtliche Darstellung der allgemeinen Verhältnisse derselben.

Vor zwei Jahren war hier das Excursionsgebiet der zur Jahresversammlung vereinigten Mitglieder der Deutschen geologischen Gesellschaft. Am Abend des 23. August 1882 trafen dieselben in Eisenach ein und unternahmen am folgenden Tage eine genussreiche, gemeinschaftliche Wanderung von der Göpelskuppe nach Mosbach, Heiligenstein, Thal und Wutha. Unter schattigen Buchen im Garten des Gasthauses zum Tannhäuser zu Thal wurde unter dem Vorsitz Sr. Exc. des Herrn v. Dechen die Schlusssitzung der Jahresversammlung abgehalten. In derselben wurden die hauptsächlichsten von der Excursion berührten geologischen Punkte kurz besprochen, ein ausführlicher Bericht über die Excursion und die durchwanderte Gegend ist aber bis jetzt nicht gegeben worden.

Es mögen, um das Versäumte nachzuholen, die geologischen Eigenthümlichkeiten der Gegend, welche den südwestlichen Theil der Section Wutha ausmacht, in Folgendem hervorgehoben werden.

Zunächst bei Eisenach besteht das Gebirge in seiner Hauptmasse aus Rothliegendem, von der Zechsteinformation schmal umsäumt; südlich bei Thal treten Glimmerschiefer, Gneiss und Porphyr auf und die Zechsteinformation zeigt dort eine bedeutendere Entwickelung. Das übrige Gebiet ist zum grössten Theil von den Gliedern der Trias eingenommen, welche östlich von dem durch die Zechsteinformation gebildeten Gebirgsrande eine mit diesem parallel laufende Reihe von Bergzügen darbietet, in welchen durch mannichfaltige Spalten und Verwerfungen sehr complicirte Lagerungsverhältnisse bedingt sind. Auch jüngere Formationsglieder, Keuper, Räth, Lias sind dort als kleine Reste früher hier ausgebreiteter Gebilde, zwischen die älteren Abtheilungen der Trias eingesenkt, der Erosion entgangen.

Die älteste der bei Thal auftretenden Gebirgsarten ist Gneiss, welcher einen von den Ebertsbergen durch den Rögis und weiter südlich nach dem Breitenberge streichenden Zug bildet. Credner bezeichnet denselben auf seiner geognostischen Karte als eine Granitabänderung (Granit B), beschreibt [1]) das Gestein aber mit den Worten: »dass durch die grobflaserige, gneissartige Struktur und die Zusammensetzung aus röthlichweissem Orthoklas, milchweissem Quarz und grünem oder weissem Glimmer sich die hierher gehörigen Gesteine selbst in einzelnen Handstücken von den übrigen Granitabänderungen unterscheiden«.

Das Gestein hat im frischen Zustande, so besonders auf dem Gipfel des Rögis, alle Eigenschaften eines typischen Gneisses, während es an den Grenzen seiner Verbreitung, namentlich da, wo es von den Gebilden der Zechsteinformation überdeckt oder von Porphyrgängen durchsetzt ist, mannigfaltige Zersetzungs- und Umwandlungsstufen zeigt. So hat es am Ebertsberg, wo es von Flussspath und anderen Mineraltrümern durchsetzt ist, ein weisssteinartiges Ansehen, indem der Glimmer fehlt; oft hat es auch ein felsitisches und porphyrähnliches Aussehen.

Glimmerschiefer bildet den Ringberg, den grössten Theil des Breitenberges, die Struth. Am Fuss des Scharfenberges sieht man an der Landstrasse deutlich seine Auflagerung auf dem Gneiss, auch sind dort Glimmerschieferpartieen mit Gneiss zusammengefaltet. Durch Aufnahme von Hornblende geht der Glimmerschiefer an vielen Punkten in Hornblendeschiefer oder Amphibolit über, so z. B. in dem bekannten grossen Steinbruch am unteren Ausgang von Ruhla, und längs des Weges von Thal nach Mosbach. Eine besonders schöne grobkörnige Amphibolitvarietät liegt im Walde südlich von Mosbach.

Gänge von Quarzporphyr in grosser Anzahl, von verschiedener Mächtigkeit und mit mancherlei Gesteinsabänderungen durchsetzen Gneiss und Glimmerschiefer. Besonders bei Heiligenstein sind sie zahlreich und verzweigen sich dort mit vielen Apophysen in der Masse des Glimmerschiefers.

---

[1]) Geognost. Verh. d. Thür. Waldes S. 8.

Besonders merkwürdig durch seine Fluidalstruktur ist der Porphyrgang, welcher an der Einmündung des Mosbacher Weges im Orte Thal zwischen Glimmerschiefer zu Tage ansteht. Ueber seine langgestreckten Quarz- und Feldspatheinschlüsse und ihre optischen Erscheinungen berichtete Lossen [1]) in der Versammlung zu Thal. Ich gebe auf Tafel XXII das etwa fünfmal vergrösserte photographische Bild eines wohlgelungenen Dünnschliffs, welches durch direkte Aufnahme mittelst eines Steinheil'schen Antiplanet-Objektivs erhalten wurde.

Aus dem flüssigen Magma der Grundmasse haben sich zuerst die dunkelen Feldspathe ausgeschieden, welche zerbrochen und durch frischen Orthoklas wieder verkittet sind. Auch diese letzteren sind dann zum grossen Theil wieder beim Fortfliessen der Masse gebrochen. Die langgestreckten Quarzindividuen sind meist spiralig gebogen und zeigen ein stumpfes und ein lang zugespitztes Ende. Sie sind mit der Längsrichtung den ebenfalls in die Länge gestreckten Feldspäthen parallel in der Richtung der Bewegung des Magmas geordnet.

Der dunkele Feldspath ist opak, durch Eisenoxyd gefärbt und zeigt zum Theil Spuren von Zwillingsstreifung.

Einzelne langgestreckte und gedrehte Hornblende-Nadeln liegen parallel in der Masse, feine Partikeln oft im Contakt mit anderen Krystallen.

Auch feine Lamellen von Eisenglanz finden sich im Gemenge des Porphyrs und deuten auf genetische Beziehungen der Ruhlaer Eisensteinvorkommnisse zum Quarzporphyr. In dem abgebildeten Dünnschliff liegt ein schmales rothes Band von Eisenglanz in der Mitte eines klaren Feldspathes und ist mit demselben mehrmals gebrochen und verschoben.

Die feinkörnige krystallinische Grundmasse, deren ausgezeichnete Fluidalstruktur hauptsächlich durch die Anordnung kleiner Ferritpartikelchen hervortritt, enthält ausserdem zerstreut eingemengt kleine Würfel, wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Eisenkies.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. 34, S. 679.

Das Rothliegende bildet bei Eisenach eine über 3000 Fuss mächtige Gebirgsmasse, über deren Gliederung SENFT[1]) eingehende Studien gemacht hat. Die einzelnen Glieder, verschiedenartige Conglomerate und Schieferthone haben aber nur lokale Bedeutung und lassen sich nicht weit verfolgen. Der obere Theil der Formation, das »Wartburgconglomerat« ist eine compakte Masse, ein grobschüttiges Haufwerk eckiger Fragmente mit kaum erkennbarer Schichtung. Seine Gemengtheile lassen schon bei oberflächlichem Anblick erkennen, dass sie bis zu ihrer Lagerstätte keinen weiten Transport und keine längere Arbeit bewegten Wassers erduldet haben.

Da, wo das Rothliegende an ältere Gebirgsformationen angrenzt, ist seine Zusammensetzung von der jeweiligen Nachbarschaft bedingt. An der Grenze mit Glimmerschiefer besteht es zum grössten Theil aus Fragmenten desselben. Am Hanstein oberhalb Mosbach führt es grosse Blöcke desselben Porphyrs, den man in nächster Nähe zwischen dem Wachstein und Ringberg anstehend kennt.

Rothe Schieferthone sind mir im östlichen Theil des Eisenacher Rothliegenden, so weit es auf Sektion Wutha fällt, nur an einer Stelle zwischen Mosbach und dem Hanstein aufgefallen, wo ein von Nordwest nach Südost streichender Streifen solcher Schieferthone durch Verwerfung zwischen Conglomerate eingesenkt ist.

Wie am Harz[2]) wird auch hier das Rothliegende in abweichender Lagerung von der Zechsteinformation bedeckt, die in ihrer Verbreitung unabhängig vom Rothliegenden das Gebirge umsäumt.

An der Göpelskuppe geht das rothbraune Conglomerat im Contakt mit den anliegenden Gebilden der Zechsteinformation in graues Conglomerat über, ohne dass eine bestimmte Grenze zwischen den verschiedenen grauen und rothen Massen vorhanden wäre. An der Stelle, wo das Rendezvous zur Excursion der Deutschen geologischen Gesellschaft stattfand, ist diese Erscheinung durch Sandgruben, die ich daselbst betreiben liess, deutlich auf-

[1]) Das nordwestliche Ende des Thüringer Waldes. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1858, S. 319 ff.

[2]) cf. BEYRICH, Beschr. z. Blatt Stolberg d. Specialkarte v. Preussen etc. S. 10.

geschlossen. Das graue Conglomerat ist hier nur als ein entfärbtes Rothliegendes aufzufassen.

Die Entfärbung solcher Gesteine bei Ueberlagerung durch Kalkstein ist eine ganz allgemein vorkommende Erscheinung. Liebe [1]) beobachtete bei Köstritz die unmittelbare Auflagerung des Dolomitriffes auf Grauwacke, welche auf 2 Fuss tief hell gebleicht war.

Der chemische Vorgang der Entfärbung der rothen Schichten ist wohl der, dass eine Umwandlung von Eisenoxyd in kohlensaures Eisenoxydul stattfindet. Die Kohlensäure der Luft wird nur dann wirksam, wenn sie mit Wasser zum Kalk tritt, und diesen im Erdboden als doppeltkohlensauren Kalk auflöst, welcher dann Kohlensäure an das Eisen abgiebt und zugleich Kalk in das Bindemittel des Gesteins einführt. Dieser bei Abschluss von Luft und Licht stattfindende Vorgang entfärbt die Gesteine, welche aber oft durch Verwitterung allmählich wieder geröthet werden.

Während bei Eisenach die grauen Schichten des oberen Rothliegenden grobe Conglomerate sind und die Glieder der Zechsteinformation zu einer sehr unbedeutenden Mächtigkeit herabsinken, trifft man eine Meile südöstlich bei Schmerbach nur feinkörnige Gesteine im Contakt mit dem Zechstein und die Glieder dieser Formation überhaupt in bedeutender Entwickelung in Bezug auf Ausdehnung und Mächtigkeit.

Es ist eine bemerkenswerthe Erscheinung, dass auf der ganzen Länge von Eisenach bis Mosbach, d. h. soweit die Zechsteinformation unmittelbar an das Rothliegende grenzt, nicht allein ihre Glieder schwach entwickelt sind, sondern auch nirgends Versteinerungen in derselben gefunden werden.

Der Kupferschiefer ist am Ofenstein bei Eisenach, wo er vor einer Reihe von Jahren beim Bau einer Villa blosgelegt wurde, von sehr geringer Dicke (wenige Centimeter), führt Spuren von Malachit und ist von wenig bituminösen Mergelschiefern begleitet. Ebenso sind auf Pingen aus alter Zeit, in denen man am nörd-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1857, S. 421.

lichen Ende der Göpelskuppe, ferner auch auf der Linie zwischen dem »Kalkrain«, dem »Hainbach« und »Dörrenbach« das Liegende des Zechsteins aufgesucht hat, nur unbedeutende Spuren der unteren Glieder dieser Formation zu bemerken.

Dagegen findet man von Mosbach ab östlich, wo überall die unteren Glieder der Zechsteinformation direkt auf Glimmerschiefer aufliegen, eine ganz andere und viel bedeutendere Entwickelung sämmtlicher Glieder der Formation.

Am Spitzigen Stein, an den Ebertsbergen, dem Wartberge sind die Dolomite zu bedeutender Masse entwickelt und voll von Versteinerungen, namentlich Brachiopoden und Fenestellen. Der in alter Zeit hier eifrig betriebene Bergbau hat in den meisten Fällen Kupferschiefer, oft abbauwürdig und darunter eine schwache graue Conglomeratschicht zu Tage gefördert. Darunter ist man regelmässig auf Glimmerschiefer gestossen; so am Elsterberg bei Mosbach, früher »Schwarzer Berg« genannt, von dem Voigt [1]) berichtet, am Spitzigen Stein, den Ebertsbergen und dem Wartberge oder Marktberge bei Seebach.

Am Hohlen Stein südlich von Thal umsäumt versteinerungsreicher dolomitischer Kalkstein den Gipfel des Berges, direkt auf Glimmerschiefer oder Gneiss aufliegend. Eine Anzahl kleiner Zechsteininseln oder Schollen liegen im Walde auf dem Bergrücken westlich von Thal, fast sämmtlich mit kleinen Pingen besetzt, welche direkt unter dem Dolomit Glimmerschiefer ersunken hatten ohne Kupferschiefer oder Conglomerat zu finden.

Es scheint somit das Verbreitungsgebiet der untersten Glieder der Zechsteinformation engere Grenzen zu haben als dasjenige der folgenden kalkigen Glieder, entsprechend einer während der Bildungsperiode zunehmenden Senkung ihres Niveaus.

An der Göpelskuppe unterscheidet man deutlich eine hangende und eine liegende Dolomitzone, im Gestein einander sehr gleichend. Dazwischen liegt eine Zone von Plattenmergeln. Die daselbst vorkommenden bunten Letten gehören der unteren Dolomitzone an. Das Ausgehende aller dieser Schichten ist hier so zusammengedrängt

[1]) Mineral. Reisen II, S. 18.

und oft verschoben, dass eine genaue Kartirung der einzelnen Glieder kaum ausführbar ist. Taf. XXV, Fig. 4 zeigt den Durchschnitt eines Steinbruchs und Schürfgrabens, den ich vor mehreren Jahren am Südende des Bergrückens öffnen liess, um Baumaterial für die Gutsgebäude des Gefildes zu gewinnen. Nur die hangende Dolomitzone lieferte brauchbare Bausteine.

Ganz anders sind die Verhältnisse bei Kittelsthal, Seebach und Schmerbach, wo die obere Abtheilung als mächtige Ablagerung von Plattendolomit entwickelt ist, der namentlich bei Seebach ausgezeichnet plattig ausgebildet ist und Versteinerungen führt. Sie bedeckt an allen diesen Orten mehr oder minder mächtige von bunten Letten umgebene Gyps- und Anhydritlager. Das Gypslager von Kittelsthal, in welchem ein ständiger Abbaubetrieb stattfindet, ist Gegenstand einer Abhandlung von Senft [1]), welche den chemischen Vorgängen der Entstehung der dort vorkommenden Mineralsubstanzen eine ausführliche Betrachtung widmet.

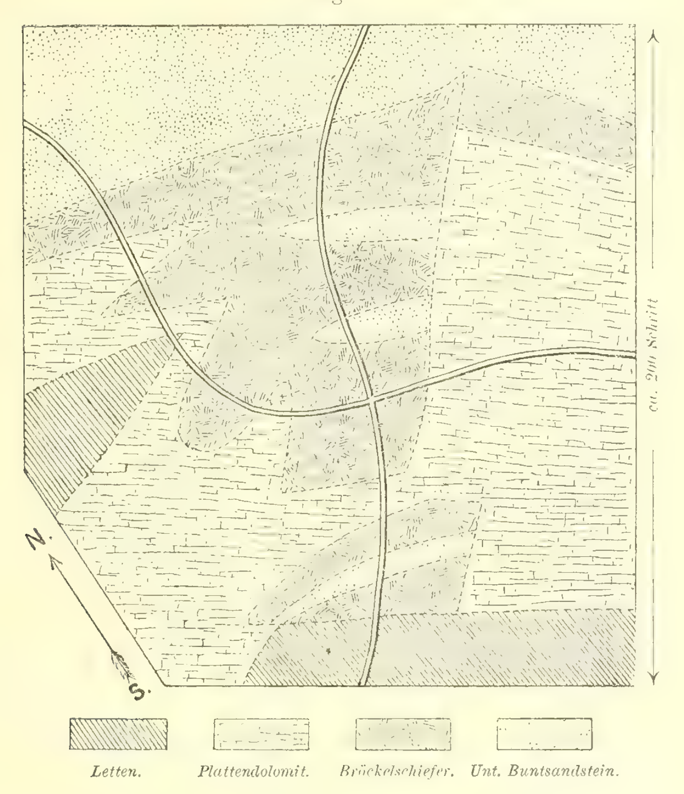
In seiner nördlichen Erstreckung an der Landstrasse von Thal nach Farnroda enthält der obere Zechsteindolomit am Krumsberg und Witgenstein ansehnliche Einlagerungen von Schwerspath, welche gegenwärtig Gegenstand bergmännischer Gewinnung sind. Mit dem Schwerspath kommen auch Flussspath und manganhaltige Mineralien vor.

Die obere Grenze der Zechsteinformation gegen die Formation des Bunten Sandsteins zeigt in dem Gebiet der stärkeren Entwickelung der ersteren überall auffällige Störungen ihrer Lagerungsverhältnisse. Nach Auswaschung im Wasser auflöslicher Einlagerungen sind die das Hangende bildenden Plattendolomite, sowie darüber liegende Schieferthone und Sandsteinschichten in buntem Durcheinander nachgestürzt. Einen Wirrwarr dieser Art sieht man an einem Kreuzwege unweit des Waldes östlich vom Witgenstein, wo auf einer etwa 200 Schritt breiten Fläche Schichten des unteren Buntsandsteins, Bröckelschiefer, Plattendolomit und Zechsteinletten ungefähr in der in Fig. α dargestellten Weise neben und durcheinander liegen.

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XIV, S. 160.

Fig. *a*.



Das Verhältniss der Formationen des Rothliegenden und des Zechsteins zu einander ist ein noch ungelöstes Problem. Vergegenwärtigt man sich den Zustand derselben vor der in späteren Perioden erfolgten Erosion, so ist unzweifelhaft, dass das Rothliegende eine noch viel gewaltigere compakte Gebirgsmasse, die Zechsteinformation bei Thal und Ruhla eine weit zusammenhängendere Decke darstellen musste als jetzt.

Südlich von Mosbach in der Nähe des Elsterberges ist auf längere Erstreckung das Grundgebirge, — hier Glimmerschiefer —, blosgelegt. Dort sieht man auf der einen Seite die mächtigen Conglomeratmassen des Hansteins (Rothliegendes), auf der anderen die Gebilde der Zechsteinformation, beide direkt auf Glimmer-

schiefer aufliegend. Es fragt sich, wie man sich hier den ehemaligen Contakt der beiden Sedimentbildungen vorzustellen habe?

Geinitz [1]) erklärt auf Grund seiner Untersuchungen das obere Rothliegende für eine dem marinen unteren Zechstein parallele Süsswasserbildung. Das Thüringer Steinkohlengebirge (Dyas S. 186) bezeichnet er als limnische Bildung und ist geneigt, die bei Manebach vorkommenden Fische (*Palaeoniscus*) für landeinwärts gewanderte Seefische zu halten. Die Brandschiefer der Ehernen Kammer und des Moselbergs mit *Walchia* werden zur unteren Dyas gerechnet (ib. S. 187), ein bedeutender Theil des Granitconglomerates bei Eppichnellen wird auf Grund von Senft's Darstellung (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. X) als Parallelformation der unteren Zechsteinglieder angesprochen (Dyas S. 196); v. Gutbier betrachtete schon früher den Brandschiefer von Saalhausen als limnisches Aequivalent des Zechsteins [2]).

Am Moselberg fand ich in den Brandschiefern neben *Walchia* zahlreiche Reste kleiner Fische (*Palaeoniscus*) [3]) und *Estheria tenella*, letztere oft zahlreich auf Schichtflächen beisammen liegend.

Friedrich [4]), welcher die Fischreste im Wintersteiner Rothliegenden studirte, erkannte zwei Horizonte mit Fischen, erklärt aber, dass er sich vergeblich bemüht habe, eine sichere Gliederung und Vergleichung mit den Schichten anderer Theile des Thüringer Waldes festzustellen.

Das Vorkommen zahlreicher im Kupferschiefer zusammengehäufter Fischabdrücke, meist grosse Palaeonisken, setzt gewiss kein tiefes Meer, sondern flache Küstenbuchten voraus, mögen die Fische nun durch Schwefelwasserstoff-Exhalationen, wie bei den Ereignissen in der Bucht von Aitolikon [5]) oder durch Zufuhr von Kohlenwasserstoff-Verbindungen oder andere Ursachen getödtet worden sein.

[1]) Dyas, S. 173.
[2]) Versteinerungen des Rothliegenden in Sachsen S. 2.
[3]) cf. Geol. Zeitschr. XXX, S. 553.
[4]) Das Rothliegende, Dissertation 1878, S. 4.
[5]) v. Rath, Sitzungsber. d. Niederrhein. Ges., 6. März 1882.

Jedenfalls war hier eine Küste. Die massigen Kalke mit Fenestellen werden allgemein als Riff gedeutet und sind an einigen Punkten direkt auf dem Grundgebirge aufsetzend beobachtet. Wenn sich zwischen Riff und Küste Gewässer befanden, mussten sich in denselben anders beschaffene Gebilde ablagern als ausserhalb des Riffs. Die Schichtenbildungen, welche wir heut zu Tage an den Meeresküsten beobachten, sind je nach Lage und Tiefe, nach dem chemischen Bestand des benachbarten Festlands, nach Richtung der Strömungen so ausserordentlich verschiedenartig und auf kurze Entfernungen so mannigfaltig, dass man auch für ältere Perioden erhebliche Variationen voraussetzen muss und nicht annehmen darf, dass sich alle Schichtenfolgen nach ein und demselben Schema geordnet hätten.

Wie weit der Parallelismus zwischen Theilen der einen und der anderen Formation zu erkennen und durchzuführen sein wird, dazu fehlt bis jetzt jeder Maassstab, und durch die zahlreichen späteren Dislokationen der Schichten wird das Problem ausserordentlich schwierig und verwickelt.

Der Bunte Sandstein befindet sich auf der ganzen Linie von Eisenach bis Mosbach in steil aufgerichteter, oft überstürzter Stellung. Seine untere Grenze ist durch braunrothen Bröckelschiefer von sehr veränderlicher Mächtigkeit bezeichnet, welcher aufwärts mit dünnplattigen feinkörnigen, meist dunkelgefärbten Sandsteinen wechsellagert, so dass ein allmählicher Uebergang zum Sandstein stattfindet.

In der folgenden Schichtengruppe herrschen hellgefärbte, feinkörnige Sandsteine vor, deren Bänke hier und da zu einiger Mächtigkeit anschwellen, aber wegen ihres lockeren Gefüges fast nirgends ein brauchbares Baumaterial liefern. Am Goldberg bei Eisenach sind sie zum grossen Theil in losen Streusand oder Scheuersand aufgelöst.

Die folgenden Schichten der Formation zeigen meist röthliche Farben und oft etwas gröberes Korn. Häufig sind glimmerreiche Zwischenlagen und Schichten, deren Quarzkörner Krystallflächen haben.

Den besten Aufschluss dieser Schichten giebt ein Steinbruch am Fuss des Hörselberges gegenüber dem Bahnhof von Wutha. Er liegt dicht hinter einer grossen Bruchlinie oder Verwerfungsspalte, an welcher der vordere Theil des kleinen Hörselberges von der Hauptmasse desselben abgetrennt und tiefer gesunken ist.

In diesem Steinbruch werden einige starke Sandsteinschichten von heller Farbe und mittlerem Korn zu Bauzwecken gewonnen. Sie sind oft gelbgefleckt. Sehr auffällig ist die sehr wechselnde Mächtigkeit der Bänke, das Auskeilen derselben oder ihre Spaltung durch dazwischentretende dünne Schieferthonstreifen. Einige Sandsteinschichten zeigen in ihrer feinkörnigen Masse, lagenweise eingebettet, glatte, abgerundete grössere Quarzkörner, ganz in der Weise vertheilt, wie man solches an grösseren Sandflächen an Meeresküsten beobachtet, wo die Körner bald durch Wasser, bald durch Wind bewegt, bearbeitet und classificirt werden.

Thonige, braunrothe und grünliche Zwischenlagen unterbrechen in mehreren schmalen Bändern die Reihenfolge der Sandsteinbänke.

Rhizocorallium findet sich schon auf Schichtflächen weisser Sandsteinbänke im Steinbruch zu Wutha sehr häufig. Einige der oberen Sandsteinschichten zeichnen sich durch kalkhaltiges Bindemittel aus.

Die Schichten des Röth sind meist rothe Schieferthone mit harten quarzitischen Platten abwechselnd, an denen sich die bekannten cubischen Pseudomorphosen nach Steinsalz finden. Gypsschnüre im Röth sieht man am Hörselberge bei Burbach und in einer isolirten Röthscholle auf dem Rehberge, wo auch *Myophoria Goldfusii* (var. *fallax*), *Rhizocorallium*, Carneol und Hornstein nicht selten sind.

Die Gebilde des Unteren Muschelkalkes setzen östlich von Eisenach eine Reihe steiler Bergkuppen zusammen, welche in einer von Nord nach Süd verlaufenden und durch eine Hauptverwerfung bedingten Linie liegen. Diese nordsüdliche Verwerfungsspalte reicht nördlich bis in den vorderen Winkel des Petersberges vor Fischbach und wendet sich dann in nordwestlicher Richtung nach der Brauerei und dem Landgrafenberge. Entsprechend diesem winkligen Verlauf der Verwerfungsspalte

sind die Schichten des Unteren Muschelkalkes im ganzen westlichen Theile des Petersberges aufgerichtet und zum Theil gefaltet und es erstreckt sich das Gebiet dieser Störungen östlich bis zu einer zweiten nordwest-südöstlich verlaufenden Spalte, welche den Berg etwas hinter dem Gipfel durchschneidet.

Die nordsüdliche Hauptverwerfungsspalte setzt vom Petersberge quer durch das Hörselthal nach den Reihersbergen, dem Arnsberge und Heiligenberge. Ihr südliches Ende ist durch den merkwürdigen Elsterberg südlich von Mosbach bezeichnet, dessen Wellenkalkschichten südwärts unmittelbar auf Zechstein und Kupferschiefer geschoben sind.

Den complicirtesten Schichtenbau bietet die Strecke zwischen dem Petersberge und Arnsberge dar, in dem hier in die durch die Hauptverwerfung gebildete Spalte eine ganze Reihe jüngerer Formationsmassen zwischen die älteren versenkt worden und deshalb von späterer Devastation verschont geblieben sind.

Durch Combination verschiedener mit der Hauptrichtung des Thüringer Waldgebirges parallelstreichender, nordwest-südöstlicher Verwerfungen mit der nordsüdlichen Bruchlinie sind eine Menge sehr verwickelter Faltungen und Stauchungen entstanden, deren vollständige Deutung und Construktion aus dem Studium der Oberfläche und der geognostischen Grenzlinien allein unmöglich ist.

Die Versenkung so erheblicher Theile ganzer Formationsreihen verlangt die Annahme weitklaffender Spaltung der Erdkruste, deren Bildung einestheils das regellose Hineinstürzen und Einklemmen jüngerer Schichten zwischen ältere, andererseits das Tiefersinken angrenzender Formationsmassen, deren Fortbewegung auf geneigten Flächen, namentlich auf thonigen Schichtflächen, ferner Stauchung und Faltung der mehr plastischen Schichtensysteme zur Folge haben musste.

Die compakte Masse des Rothliegenden hat von allen diesen Bewegungen in ihrer Nähe, nur unbedeutende Störungen erlitten, doch folgen ihre Spalten, wie Halfar [1]) nachgewiesen, zum

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXV, S. 630.

grössten Theile denselben Richtungen wie die Hauptverwerfungen des Gebirges. Auch in den mächtigen Bänken des Rothliegenden kommen Verwerfungen vor, wie Senft's Zeichnung [1]) zeigt und zwar sowohl solche auf steiler, wie solche auf flachfallender Kluft.

Merkwürdige Verwerfungserscheinungen in den Triasgebilden finden sich in Menge in der Umgegend, sie sind aber meistens nur auf kurze Zeit gut zu beobachten, wenn neue Steinbrüche aufgethan werden oder andere künstliche Terrainentblössungen stattfinden. Durch Hinwegnahme der technisch verwendbaren Steinlagen und Ansäen der wieder planirten Flächen sind die interessantesten Erscheinungen gewöhnlich bald darauf der Beobachtung entzogen.

Drei solcher Beispiele hatte ich im Jahre 1872 zu beobachten Gelegenheit und gebe die Zeichnungen derselben auf Taf. XXV, Fig. 1—3.

Fig. 1 zeigte lediglich Schichten des oberen Muschelkalkes mit *Ceratites nodosus* an einem zur Steingewinnung entblössten Abhange am Hohen Rain. Durch zwei mit Thon erfüllte Verwerfungsklüfte waren die Schichten in drei Gruppen gespalten und zeigten mannigfaltige Biegungen und Stellungen, darunter dreierlei nach verschiedenen Richtungen geöffnete Winkelfaltungen. An zweien der Schichtencomplexe beobachtete man ostwestliches Streichen, während das dritte Trennstück der Formation von WNW. nach ONO. gerichtet war.

Fig. 2 stellt zusammengefaltete Schichtenpartieen des Mittleren und Oberen Muschelkalkes dar, welche unweit des vorigen Punktes in südlicher Richtung davon am Thalrande unterhalb des Reihersberges zu beobachten waren. Hier war nur eine Verwerfungskluft sichtbar, welche die nordsüdlich streichenden Nodosenschichten vom Uebrigen abtrennte. Die älteren Schichten bildeten ein in mehrere Falten zusammengedrücktes Packet von Encrinitenbänken und benachbarten tieferen Schichten und zwar in solcher Weise, dass der rechtsliegende Theil SO.—NW., der linksliegende NO.—SW., also um 90^0 verschiedenes Streichen zeigte.

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. X, Taf. 9, Fig. 7.

Keine der in beiden Beispielen sichtbaren Verwerfungsklüfte war vertikal, sondern alle schräg einfallend.

Fig. 3 stellt einen Durchschnitt am südlichen Ende des Heiligenberges bei Mosbach dar, wo Gebilde des Muschelkalkes in steilen Stellungen längs der nordsüdlich verlaufenden Hauptverwerfungsspalte von beiden Seiten durch Röth begrenzt erscheinen. Der westlich der Spalte liegende Theil derselben zeigt nur stark verstürzte und gefaltete Schichten des unteren Wellenkalkes, der östliche dagegen eine grössere Schichtenreihe, sogar Schichten des Mittleren Muschelkalkes und Encriniten- und Nuculabänke, welche doppelt umgeschlagen in die Kluft versenkt erscheinen.

Die krausen Faltungen des übergekippten Wellenkalkes an der südöstlichen Ecke des kleinen Reihersberges (nicht Arnsberg!) hat SENFT [1]) schon früher skizzirt und beschrieben.

Solche Faltungen haben nicht allein den Wellenkalk betroffen, sondern ziehen sich nördlich von Reihersberg durch das von Lettenkohle erfüllte Gehänge desselben bis in das Hängethal, wo im Gebiete der Nodosenschichten noch zwei zusammengequetschte Falten der Lettenkohle liegen und daneben aus einer Sattelfalte Encrinitenkalk hervorragt.

Die Längsaxe der kleinen eingeklemmten Flötzmulde des Reihersberges zeigt ein starkes Aufsteigen gegen den Gipfel des Berges zu und ihr Inhalt scheint grosse Verschiebungen und Verwerfungen erlitten zu haben.

Am oberen Ende ihres in Nodosenschichten eingebetteten Lettenkohlenstreifens trifft man einen kleinen Hügel von Wellenkalkmasse, umgeben von rothem Material, welches unzweifelhaft dem Röth entstammt. Lange Zeit war diese Erscheinung räthselhaft, bis meine Vermuthung, dass es sich um eine alte Schachthalde (No. 1 auf der Karte) handele, bei Gelegenheit der Ausführung eines Separationsweges zur Gewissheit wurde. Nachrichten über diesen unglücklichen bergmännischen Versuch existiren nicht, doch ist es wahrscheinlich, dass er mit ähnlichen Ver-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1858, Taf. IX.

suchen — in der Hoffnung Kohle zu finden — gegen die Mitte des vorigen Jahrhunderts betrieben wurde. Der an der Grenze von Nodosenkalk und Lettenkohle angesetzte Schacht muss in geringer Tiefe Wellenkalk und Röth ersunken haben!

Unweit von dieser Pinge und in nordwestlicher Richtung von ihr liegt ebenfalls an der Grenze zwischen Lettenkohle und Nodosenschichten eine zweite Pinge, deren Halde nur aus Lettenkohlengestein besteht.

Die angeführten Thatsachen beweisen, dass man mit der Construktion von Formationsgrenzen in Verwerfungsgebieten, welche der direkten Beobachtung entzogen sind, sehr leicht irre gehen und dass es in der Regel unrichtig sein wird, wenn man die Berührungsflächen diskordanter Formationen oder Verwerfungsklüfte als vertikale Ebenen auffasst. Die meisten Verwerfungsebenen besitzen erheblich von der Vertikalen abweichende Richtungen und müssen daher stark undulirtes Terrain in der Regel als Curven [1]), höchst selten als gerade Linien schneiden.

Ein solches Beispiel geradliniger Verwerfungslinien bietet aber der Arnsberg, wo an der nordsüdlichen Hauptspalte ein kleines Dreieck jüngerer Formationen: Nodosenschichten, Lettenkohle, Keuper und Räth zwischen den älteren Gliedern der Trias, — noch als Bruchstück einer Mulde — eingesunken ist.

Von anderen merkwürdigen Verwerfungserscheinungen, durch welche das geologische Relief der Gegend hauptsächlich bedingt ist, mag hier noch einmal die nordwest-südöstlich verlaufende Spalte erwähnt werden, durch welche bei Wutha der vordere Theil des Hörselberges von dem übrigen Hauptkörper desselben abgetrennt ist.

Der vordere Theil ist um etwa 100 Meter tiefer gesunken und zeigt in der Ansicht Taf. XXVI dem auf der Landstrasse zwischen Eichrodt und Wutha stehenden Beobachter ein sehr instruktives Gebirgsbild: vorn die gesunkene das Thal begrenzende Hügelreihe von Wellenkalk, auf welchem links auch noch höhere

[1]) Siehe auch Bücking's Beobachtungen an der Südseite des Thüringer Waldes im Jahrb. d. Königl. pr. geol. Landesanstalt 1880, S. 69.

Schichten des Muschelkalks liegen, dahinter der hoch aufragende Rücken des Kleinen Hörselberges, dessen aus Sandstein und Röth bestehende und von parallelen Wasserrissen durchfurchte Basis durch ihre rothe Färbung von den grauen Schichten des Wellenkalks lebhaft absticht. Auf dem Röth aufliegend wiederholt sich im Hörselbergsrücken die ganze Schichtenfolge des unteren Muschelkalks mit nordöstlicher Fallrichtung.

Zur übersichtlichen Darstellung der verwickelten geologischen Verhältnisse der Reihersberge und Kartirung derselben reichte der Maassstab der Generalstabskarte nicht aus und habe ich zum Zweck der Spezialaufnahme die Eisenacher Flurkarte im Verhältniss von 1:2000 benutzt. Ein Uebersichtsblatt der Flur im Maassstab von 1 : 8000 diente sodann zur Grundlage für die beifolgende Kartenskizze, welche ausserdem nach angrenzenden Flur- und Forstkarten vervollständigt wurde.

Für die geognostische Darstellung auf dieser Skizze wurde möglichst streng daran festgehalten, nur unmittelbare Beobachtungen, sowohl in Bezug auf die Begrenzung der Formationen als auf die Darstellung von Verwerfungen zu geben, alle nicht mit Sicherheit festzustellenden Begrenzungen und muthmaasslichen Verwerfungsspalten aber wegzulassen oder nur in einem Falle mit punktirter Linie anzudeuten.

Das Rothliegende, soweit es in das Gebiet der Skizze fällt, besteht ganz aus grobgeschüttetem Material von Glimmerschiefer- und Granit-Gestein und ist östlich von der hier nur in geringer Mächtigkeit vorhandenen Zechsteinformation begrenzt, welche den schmalen Kamm der Göpelskuppe bildet. Südwärts verschmälert sich der steile Zechsteinsaum immer mehr und verschwindet gänzlich am steilen Abhange südlich von der Weinstrasse. In Folge einer Verwerfung, wie schon Voigt [1]) annahm und zeichnete, fehlen schon die unteren Glieder der Formation gänzlich an der Göpelskuppe, weiterhin fehlen auch die Bröckelschiefer, so dass endlich das Rothliegende in direkte Berührung mit dem unteren Buntsandstein tritt.

---

[1]) Mineral. Reisen II, S. 17.

Die einzelnen Abtheilungen der Zechsteinformation, soweit sie überhaupt zu Tage ausgehen, sind an der Göppelskuppe so zusammengedrängt, die zwischen den Dolomiten steckenden Letten und Mergelschiefer so vielfach verdrückt, überrollt und im Walde versteckt, dass eine genaue Begrenzung der einzelnen Theile auch auf dem grösseren Maassstab nicht gut ausführbar ist. Die Zechsteinformation wurde deshalb auf der Kartenskizze nicht weiter gegliedert.

Die über den Bröckelschiefern folgenden Schichtengruppen des Bunten Sandsteins, welche als unterer und mittlerer Buntsandstein unterschieden zu werden pflegen, sind als solche, soweit es die Beobachtung gestattete mit den gebräuchlichen Zeichen **su** und **sm** auf der Karte vermerkt worden. Eine scharfe Grenzlinie zwischen diesen ebenfalls meist vertikal, stark erhoben oder überstürzt stehenden und zweifellos häufig verworfenen Schichten konnte nicht gezogen werden, da das Ausgehende fast überall vom Culturboden bedeckt und überrollt ist. Eine nur hypothetische Construktion einer solchen Linie würde hier aber mehr zu Ungenauigkeiten als zum Verständniss der an sich schon sehr complicirten Grenzverhältnisse geführt haben.

Die überall charakteristischen Röthschichten ziehen mit überstürzter Stellung vom Südrande des kleinen Reihersberges durch das Gefilde, sind dann theilweise am hohen Rain von Buntsandstein überdeckt und erscheinen dann wieder am Galgenberge vor Eisenach. Weiter tritt das Röth noch am Arnsberg, am grossen Reihersberg und in der Leedendelle zu Tage.

Unterer Muschelkalk setzt die Hauptmasse des Petersberges, der Reihersberge und des Arnsberges zusammen. Am hohen Rain zieht er sich als schmaler Raum bis zum Galgenberg, wo seine saigeren Schichten den Gipfel bilden. Er enthält im Allgemeinen hier wenig zusammenhängende und als Baumaterial brauchbare Bänke. Im unteren Theil liegen zwischen schieferigem Wellenkalk nur vereinzelte härtere Schichten, so bei Mosbach eine Bank voll *Pecten discites*.

Im oberen Theil des unteren Muschelkalks findet sich eine grössere Anzahl festerer Bänke, meistens eisenschüssig und reich

an Stielgliedern von Encriniten. Ihr Gefüge ist oft wechselnd, bald oolithisch, bald etwas schaumkalkartig, zuweilen auch krystallinisch. Typische Schaumkalke, wie solche schon auf dem Plateau des Hörselberges in grösserer Mächtigkeit vorkommen, scheinen in den dem älteren Gebirge zunächst liegenden Bergen zu fehlen. Nur am Petersberge nehmen einzelne versteinerungsführende, aber doch auch noch etwas eisenschüssige Bänke etwas mehr den Habitus des Schaumkalkes an.

Terebratula vulgaris findet sich zerstreut oder gesellig in verschiedenen Horizonten und verschiedenartigen Gesteinen des unteren und des oberen Wellenkalkes. Häufig ist *Lima lineata*, auch *Lima striata* kommt vor. Schichten mit *Turbo gregarius*, *Trochus Albertinus*, *Dentalium laeve* wiederholen sich vielfältig; andere sind ganz erfüllt mit Myophorien und Gervillien, namentlich der kleinen als *G. subglobosa* bezeichneten Form.

Alle diese Bänke variiren sehr in Bezug auf ihren Inhalt an Versteinerungen und ihr petrographisches Aussehen, sie keilen sich häufig aus oder spalten sich durch das Dazwischentreten versteinerungsleerer grauer Kalksteinmassen; oftmals findet man auch in ein und derselben Bank das eisenschüssige fossilreiche Gestein plötzlich durch gewöhnlichen Wellenkalk ersetzt. Manche versteinerungsführende Schichten sind nur wenig ausgedehnte Linsen im Wellenkalk.

Auf dem Gipfel des Petersberges ist der obere Wellenkalk durch drei Reihen von Steinbrüchen aufgeschlossen, in denen die Schichtenstellung eine sehr verschiedene ist. Die Reihenfolge der Schichten ist aber in allen diesen Brüchen nahezu dieselbe. Unter einer 1 — 2 Meter dicken Zone dünnplattiger Kalkschiefer voll *Myophoria orbicularis*, welche ihrerseits stellenweise von gelben mergeligen Platten bedeckt ist, folgen zunächst Schichten voller cylindrischer und hufeisenförmiger Wülste, dann mehrere etwas oolithische oder schaumkalkartige, meist aber eisenhaltige und von Encrinitengliedern mehr oder weniger erfüllte Bänke, in denen auch Myophorien und Gasteropodensteinkerne (*Turbonilla*, *Turbo Melania*, *Trochus*) vorkommen.

Die Lagerungsverhältnisse in diesen Steinbrüchen erklären sich, wie oben angegeben, durch eine Faltung, welche bei Auf-

richtung der Schichten in Folge der am Petersberg umbiegenden Hauptverwerfung entstanden ist. (Siehe Profil Taf. XXIV.)

Aehnliche Verhältnisse wie am Petersberge zeigen eine Anzahl Steinbrüche an der Südseite des grossen Reihersberges. In einem derselben liegt unter *Orbicularis*-Platten eine schaumige Gervillienbank (*G. subglobosa*); eine etwas tiefer liegende Steinbruchsreihe zeigt unter mächtigem Wellenkalk eine Turboschicht von 8 Centimeter, dann durch wenige Centimeter Wellenkalk getrennt mehrere starke eisenschüssige Bänke, welche etwas oolithisch sind, einzelne Encrinitenglieder, häufig *Pecten discites* und *P. Albertii* enthalten. Im folgenden Bruch sieht man im Grunde dieselben starken rothen Bänke mit viel Encrinitengliedern von Wellenkalk überlagert, dann zwei feste Schichten mit *Gervillia socialis* u. s. w., dann wieder Wellenkalk.

In den Steinbrüchen am Ostabhang des Arnsberges folgt unter *Orbicularis*-Platten und Wulstschichten eine sehr krystallinische Encrinitenbank, darunter eine Bank mit *Gervillia*, dann wieder Wellenkalk. An der Westseite des Arnsberges sind in einem alten Steinbruch etwa in halber Höhe des Schichtenprofils drei von einander je $^1/_2$—1 Meter abstehende feste Schichten im Wellenkalk sichtbar, deren eine *Pentacrinus*-Glieder und Turbo enthält, während die unterste eine braune versteinerungsarme Schicht ist.

Die Gliederung des Unteren Muschelkalkes in Thüringen in mehrere Abtheilungen ist vielfach Gegenstand ausgedehnter Arbeiten gewesen, zuerst von Credner und E. Schmid, später von Eck und Proeschold. Man hat in Folge derselben besonders einzelne Schaumkalkzonen im oberen Theil des Wellenkalkes ausgeschieden und vielfach besonders kartirt. Im östlichen Thüringen hat Schmid als besonderen Horizont den *Terebratula*-Kalk durchgeführt. Im Eichsfeld und Hainleite werden statt dessen untere Schaumkalkbänke angegeben. Im Meiningen'schen wird im unteren Wellenkalk eine besondere Oolithschicht als bestimmter Horizont angeführt.

Ueber die Unbeständigkeit im Auftreten der Schaumkalkeinlagerungen, denn als solche sind sie zu betrachten, über ihr öfteres Auskeilen, Zerspalten oder plötzliches Absetzen lauten die

Beobachtungen übereinstimmend. Dasselbe gilt von den analogen Bänken bei Eisenach.

Terebratula vulgaris, und zwar die typische Form habe ich in sehr verschiedenen Horizonten des unteren Muschelkalks gefunden, sowohl in oolithischen als in dichten und Schaumkalk-Schichten und kann sie nicht als für einen bestimmten Horizont bezeichnend anerkennen.

Oolithische Gesteine wiederholen sich ebenfalls in der Schichtenreihe des unteren Muschelkalks und kommen auch in höheren Niveaus vor.

Wenn nun schon in Gegenden mit regelmässigen Lagerungsverhältnissen und fast ungestörtem Schichtenbau, wie z. B. am Eichsfeld, die Verfolgung und Darstellung einzelner einander ähnlicher Gesteinszonen auf grosse Schwierigkeiten stösst und zu nicht unbedenklichen Consequenzen [1]) führt, so verbietet für die Gegend von Eisenach der complicirte Gebirgsbau von selbst eine weitergehende Specialisirung der Schichten des Wellenkalks und ist man für die Kartenaufnahme genöthigt, sich mit einer Zweitheilung zu begnügen.

Die untere Abtheilung des Wellenkalks begreift die an festen Gesteinsschichten arme untere Schichtenfolge desselben, während die obere Abtheilung durch zahlreiche harte Kalksteinbänke und Einlagerung von Schaumkalk und Oolith bezeichnet ist.

Die Verbreitung des Mittleren Muschelkalks ist wegen der geringen Widerstandsfähigkeit seines Schichtenbestandes und bei den gewaltsam alterirten Lagerungsverhältnissen meist auf geringe Flächen beschränkt. Auf dem Plateau des Petersberges enthält die Abtheilung ergiebige Thongruben und Brocken krystallinischen Dolomites, am grossen Reihersberg besonders grosszellige Kalksteine und Mergelschiefer. Aehnlich ist ihr Verhalten in den schmalen Säumen, die sie zwischen Eisenach und den Reihersbergen einimmt.

Die Encrinitenzone des oberen Muschelkalks zieht sich als schmaler Saum den hohen Rain entlang, umgiebt die Mulde des

[1]) cf. v. Seebach, Beschreibung zu Blatt Worbis, S. 6.

kleinen Reihersberges und verbreitet sich am Fuss des grossen Reihersberges. Nördlich vom Petersberge begrenzt sie die Trenkelhöfer Mulde.

Die oberen Schichten des Muschelkalks mit *Ceratites Nodosus* liegen in überstürzter Lagerung am Fuss des hohen Rain, verbreiten sich in der Leedendelle und nördlich vom Petersberg. Auch am Arnsberge findet sich eine kleine Parzelle versenkter Nodosenschichten. Von Versteinerungen enthalten sie neben zahlreichen Exemplaren von *Ceratites nodosus* auch *C. semipartitus*, *Nautilus bidorsatus*, *Gervillia socialis*, *Myophoria vulgaris*, am Reihersberge auf *Myacites musculoides* v. Schloth.

Die Gebilde der Lettenkohlengruppe oder des unteren Keupers sind Sandsteine mit Pflanzenabdrücken, Schieferthone mit *Estheria minuta* (an der Pinge No. 2) und brauner Mergel. Sie liegen in den Versenkungsgebieten an den Reihersbergen und am Arnsberge.

An der Landstrasse in Fischbach wurde vor wenigen Jahren bei einer Brunnengrabung nach Durchteufung des Diluviallehms und der darunter liegenden Schotterschicht die Lettenkohlengruppe mit steilem südlichen Einfallen angetroffen (No. 3 der Karte). In den grauen Schieferthonen, welche mit Abdrücken von Calamiten und Cycadeenresten erfüllt sind, fand man neben viel Schwefelkies auch einige Kohlenschmitzen, welche zu einem unglücklichen Bergbauversuche [1]) und zum Ruin einiger Familien geführt haben.

Gypskeuper und Steinmergelkeuper, räumlich auf der Karte nicht gut trennbar, liegen in den Versenkungsgebieten am Reihersberg und Arnsberg. Räthsandstein nebst einer kleinen Scholle von Schiefern mit *Taeniodon Ewaldi* lagern auf Keuper im Walde zwischen Arnsberg und Reihersberg. Auch zwischen den Reihersbergen sind Spuren von Räthgesteinen, wahrscheinlich bergmännisch zu Tage gefördert, mit den Liasgebilden gefunden worden.

Am meisten bekannt ist das merkwürdige kleine Liasvorkommen zwischen den Reihersbergen und in der Leedendelle. An dem oberen Punkte erkennt man deutlich die drei Etagen γ, δ, ε,

---

[1]) cf. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXX, S. 554.

während der untere in einem Graben liegende Punkt nur Amaltheenschichten enthält. Leider ist die obere Liasinsel so von unglücklichen Bergbauversuchen verwüstet worden, dass wohl ausser einem Theil der Belemnitenschichten nichts mehr auf seiner früheren Lagerstelle liegt.

Ueber diese Bergbauversuche schreibt Voigt [1]) im Jahre 1784: »dass vor ohngefähr 20 Jahren einige Bergwerksliebhaber eine grosse Summe Geldes verschwendet, davor nicht einmal Steinkohlen gesehen haben.« Er sagt ferner: »Bald war ich an den Pingen der alten Schächte und sahe deutlich den Schatten, wonach man gegriffen hatte. Es war eine Schicht schwarzgrauer Letten, die mit den Kalksteinschichten ganz senkrecht niederging. Dies beobachtete ich in einer dieser Pingen; in den beiden übrigen war es nicht so deutlich wahrzunehmen, weil der ausgeförderte Letten zu einem weichen Schlamm verwittert war, der auch den ihn einschliessenden Kalkstein bedeckte. Mit diesen drei Schächten war man, wie mich einer der ehemaligen Interessenten versicherte, auf 36 Lachter niedergegangen, hatte auch eine Rösche nach demselben getrieben und mit ihr in die Schächte durchgeschlagen. Dabei hatte man aber nie wirkliche Kohle gefunden, sondern immer nur Anzeigen. Diese waren Letten mit etwas Schwefelkies u. s. w.«

Ueber die Versteinerungen schreibt Voigt, dass man in den Pingen Asterien, Belemniten, kleine Ammonshörner, Pectiniten u. s. w. finde.

Es liegen mir folgende Versteinerungen aus dem Lias der Reihersberge vor:

1) aus den Belemnitenmergeln [γ]:

Ammonites capricornus v. Schl.
» *Davoei* Sow.
Belemnites paxillosus v. Schl.
» *compressus* Stahl
» *clavatus* Blainv.
» *apicicurvatus* Blainv.

---

[1]) Mineral. Reisen II, S. 98.

Turbo Kochii Goldf.
» *canalis* v. Münst.
Trochus laevis v. Schl.
» *unbilicatus* Dunk.
Pleurotomaria principalis v. Münst.
Serpula sp.
Pecten priscus v. Schl.
» *glaber* Hehl.
Avicula sinemuriensis d'Orb.
Ostrea cymbii? Opp.
Lima acuticosta Goldf.
Cucullaea Münsteri Goldf.
Spirifer rostratus v. Schl.
» *verrucosus* v. B.
Rhynchonella variabilis v. Schl.
» *subserrata* Roem.
» *furcillata* Theod.
Terebratula cornuta Sow.
» *numismalis* Lam., flache und dicke Varietäten
» *Heyseana* Dunk.
» *punctata* Sow.
» *subpunctata* Davids
» *subovoides* Roem.
Eugeniacrinites Hausmanni Roem.
Cotyloderma lineati Quenst., auf Belemniten aufsitzend.

2) aus den Amaltheenthonen [δ] (die mit * bezeichneten Arten stammen aus dem unteren Graben):

Ammonites margaritatus Montf.
* » *spinatus* Brug.
» *arietiformis* Opp.
Turbo Dunkeri Goldf.
* » *litorinaeformis* Koch, Dunk.
Pleurotomaria intermedia? Goldf.
Inoceramus substriatus Goldf.
Plicatula spinosa Sow.

Astarte striatosulcata Roem.
Leda Galathea d'Orb.
Cardium cucullatum Goldf.
Cidaris amalthei Quenst., Asseln und Stacheln
» *striatula* Cotteau, Stacheln

3) aus grauen sandigen Mergelschichten [ε]:
Fischschuppen und Fischzähne, unter letzteren
Hybodus reticulatus Ag.

Diluviallehm bildet an beiden Seiten des Hörselthales leicht erkennbare Terrassen, welche sich am Fusse des Grossen Reihersberges und des Petersberges ausbreiten und durch die tiefer ausgewaschene, von Alluvionen erfüllte Thalebene begrenzt sind. Unter diesem Lehm liegt im Bereich des Thales in der Regel eine mehr oder weniger dicke Lage von Schotter, aus Geröllen des Thüringer Waldes oder der umliegenden Berge gebildet.

Geringe Reste von Diluviallehm liegen ausserdem an einzelnen Stellen der Berggehänge, da wo sie der Erosion entgangen, meist auch von späteren Alluvionen bedeckt sind. So am Gefilde, einzelnen Stellen am hohen Rain und auf flachen Berglehnen des Rothliegenden, im nächsten Umkreis der Stadt Eisenach.

Im Anschluss an diese Diluvialgebilde mögen noch Erscheinungen Erwähnung finden, deren Entstehung jedenfalls auch der Diluvialperiode angehört und welche ich als Spuren von Glacialwirkungen deuten zu müssen glaube.

An den Schichtenköpfen der steil aufgerichteten und überstürzten Formationsglieder der Trias am Nordrande des Gebirges sind auf der Linie von Eisenach nach den Reihersbergen zu mehreren Malen bei Gelegenheit frischer Schichtenentblössungen, behufs Grundgrabung zu Gebäuden, sehr eigenthümliche Erscheinungen zu beobachten gewesen.

Die in der Tiefe der Gruben in regelmässigem Parallelismus mit 60—75° gegen SW. einfallenden Schichten sind am Ausgehenden kurz umgebogen und in fast horizontaler, aber doch schwach nach NO. geneigter Richtung, d. h. in gerader Richtung

zum Hörselthal, verdrückt. Die zermalmten Theile der Schichtenköpfe sind dabei mehr oder weniger weit verschliffen, die Zusammengehörigkeit des fortgetriebenen Schleifproduktes mit den einzelnen Gesteinsschichten, von denen es herrührt, ist deutlich zu erkennen.

In einer etwa 8 Meter breiten Baugrube auf dem Gutshof des Gefildes, die ich im Jahre 1873 zur Anlage eines Kuhstalles ausheben liess (Taf. XXVII), waren es die obersten Schichten des Bunten Sandsteins und graue und violette Thonmergel des Röth, welche die genannten Erscheinungen zeigten. Das Ausgehende der harten Sandsteinbänke war in Stücke zerbrochen, welche nur wenig über die in der Richtung nach dem Thal folgenden nächsten Schichten übergriffen, dagegen erschienen die weichen Mergel mit ihren verschiedenartigen bunten Farben zu feinem Schlamm zerrieben und als zierliche, scharf begrenzte, fast parallele Linien oft mehrere Fuss über die Köpfe der folgenden Schichten übergreifend und ganz allmählich dünner werdend und verschwindend. Je widerstandsfähiger und quarzreicher das Gestein, desto geringer war die Verschleifung, je weicher und thoniger, desto schöner und deutlicher die Linien, welche sich mit bunten Farben am frischen Querprofil der Grubenwand beobachten liessen.

Auf den verschliffenen Schichtenköpfen liegt zum Theil Lehm, dann jüngerer Sandsteinschutt, darüber Dammerde.

Aehnliche Erscheinungen bot die Baugrube dar, welche zum Zweck der Anlage des Hauptreservoirs der Eisenacher städtischen Wasserleitung im Jahre 1874 auf dem Goldberge ausgeschachtet wurde (Taf. XXVII). Die hierbei aufgeschlossenen Schichten gehörten ganz dem mittleren Buntsandstein an und war das südwestliche Einfallen der Schichten ebenso wie beim Gefilde. Die Umknickung und nach NO. gerichtete Verschleifung der Schichtenköpfe war am grössten Theil des Profils sehr deutlich, während sie am oberen Ende der Baugrube, wohl in Folge späterer Erosion, fehlte.

Die Frage nach der Ursache der Verdrückung und Verschleifung der Schichtenköpfe führt nothwendig zur Annahme gewaltsam geschobener und auf flach geneigter Ebene gleitender

Massen, durch welche die Unterlage geschliffen, Hindernisse zermalmt und zerrieben wurden. Da dies in solcher Weise nur bei der Bewegung des Gletschereises vorkommt, so dürfen wir die hier beschriebenen Erscheinungen als Wirkungen und als Zeugnisse für das ehemalige Vorhandensein von Gletschereismassen betrachten, welche sich in der Diluvialzeit — noch vor der Erosion der tiefen Thaleinschnitte im Rothliegenden — vom Thüringer Waldgebirge gegen die tiefer liegende Gegend des Hörselthales hinabzogen.

Die hier an weichen, leicht vergänglichen und der Verwitterung nicht widerstehenden Terrainverhältnissen gemachten Beobachtungen beweisen die diluviale Vergletscherung auch für das westliche Thüringen, wie solche von Dathe [1]) auf Grund verschiedener Beobachtungen über gekritzte und geschrammte Geschiebe in diluvialem Blocklehm bisher für Ostthüringen und das Vogtland nachgewiesen war.

Wenn es gegenwärtig als erwiesen gilt, dass während eines Zeitraumes in der Diluvialperiode das nördliche Deutschland und ebenso die Alpenländer von zusammenhängenden Eismassen bedeckt waren, so würde schon aus der orographischen Gestaltung der mitteldeutschen Gebirgsländer mit Sicherheit zu folgern sein, dass auch hier, wenigstens auf den höheren Bergregionen zeitweise dasselbe stattfinden musste.

Die Alluvionen, welche das breite Thal der Hörsel erfüllen, enthalten eine reichhaltige Auswahl der Gesteine des ganzen Gebietes, besonders krystallinische Rollsteine vom Thüringer Walde. Die Hörsel hat oftmals, auch noch in historischer Zeit, ihren Lauf verändert, Sand, Lehm und Gerölle bald hier, bald dort abgelagert. Auch Spuren der alten Ruhlaer Industrie, Schlacken, Abfälle von bearbeiteten Hirschgeweihen fand man bei Aushebung tiefer Gräben. Moorige Stellen erinnern an den früher ungeregelten Zustand des Wasserlaufs und an Zeiten, in denen das Thal noch wenig kultivirt war.

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1881, S. 710. Jahrb. d. Königl. Preuss. Geol. Landesanstalt 1881, S. 317.

Beitrag zur Kenntniss der Diabas-Mandelsteine.

Von Herrn **E. Dathe** in Berlin.

(Hierzu 4 Zinkographien.)

Die Untersuchung einer Anzahl Diabas-Mandelsteine, deren Ergebnisse die folgenden Seiten enthalten, wurde durch die wichtige Frage über die Entstehung der Variolen in den Diabas-Varioliten veranlasst. C. W. Gümbel [1]) betrachtet bekanntlich diese eigenthümlichen kugeligen und Variolen benannten Gebilde aus Schieferstückchen entstanden, welch' letztere bei dem Durchbruch der Diabasmassen von Thonschiefern losgerissen, in jene eingehüllt, gefrittet und feldspathig verändert wurden. Zirkel [2]) sieht die Variolen als ursprüngliche Erstarrungsprodukte des Gesteins an. Rosenbusch [3]) dagegen hält einerseits die Gümbel'sche Ansicht zum Theil für wahrscheinlich, andererseits führt er die Entstehung dieser Gebilde auf endomorphe Contaktwirkung zurück.

Studien, die ich über Variolite angestellt habe, scheinen bis jetzt nur die Zirkel'sche Ansicht zu befürworten. Um jedoch möglichst vorurtheilsfrei diese genetische Frage prüfen zu können, zog ich die Diabas-Mandelsteine zum Vergleich heran, indem dieselben gleichfalls mikroskopisch untersucht wurden. Sind die Variolen nur Produkte einer schnellen Erstarrung, so müssen in den jedenfalls auch ungemein rasch erstarrten Diabasen, die wir

[1]) Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 218.

[2]) Ueber die Struktur der Variolite, Berichte d. Königl. sächs. Ges. d. Wiss., 1875, S. 219.

[3]) Physiographie der massigen Gesteine, S. 366.

Diabas-Mandelsteine nennen, gleiche oder ähnliche Strukturen wie in den Varioliten sich theilweise, wenn auch nur mikroskopisch, vorfinden. Diese Voraussetzung stimmt nun thatsächlich in vielen Punkten mit unseren Untersuchungen überein; es lassen sich nämlich gewisse Beziehungen, namentlich in struktureller Hinsicht zwischen Diabas-Mandelsteinen und Varioliten nachweisen, die beide ja auch an vielen Orten geologisch eng mit einander verbunden sind. Diese Gründe haben mich auch bewogen, die Untersuchungen über Struktur und Zusammensetzung der Diabas-Mandelsteine der Publication über Variolite vorauszuschicken, wobei ich zugleich hoffe, die Kenntniss dieser Diabasmodification in mehrfacher Hinsicht erweitern zu können.

Man hat zwar Diabas-Mandelsteine schon vielfach mikroskopisch studirt, wie aus den unten angeführten, seit dem Jahre 1877 erschienenen Arbeiten zu ersehen ist; doch geschah das mehr gelegentlich und selten an frischem und deshalb brauchbarem Materiale. Einzelne kurze Notizen über dies Gestein finden sich auch in früheren Arbeiten über Diabase, die bekanntlich seit einem Jahrzehnt Gegenstand der mikroskopischen Analyse sind und von vielen Forschern untersucht wurden. In Rosenbusch's Physiographie der massigen Gesteine findet sich die Literatur [1]) über

Literatur [1]):

1) Törnebohm, A. E., Ueber die wichtigeren Diabas- und Gabbro-Gesteine Schwedens. Neues Jahrb. f. Mineral. etc., 1877.

2) Gümbel, C. W., Die Diabas-Mandelsteine, S. 214 u. ff. Geognost. Beschreibung des Fichtelgebirges, 1879.

3) Schauff, Wilh., Untersuchungen über nassauische Diabase. Verhandl. des naturhist. Vereins d. preuss. Rheinlande und Westfalens 1880.

4) Klockmann, F., Ueber Basalt-, Diabas- und Melaphyr-Geschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, S. 412.

5) Neef, M., Ueber seltenere krystallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882.

6) Wichmann, A., Ein Beitrag zur Petrographie des Viti-Archipels. Tschermak's min. und petrogr. Mitth. 1882.

7) Riemann, O., Ueber die Grünsteine des Kreises Wetzlar und ihre Contakterscheinungen. Inaugural-Dissertation, Bonn 1882.

8) Hansel, V., Die Eruptivgesteine im Gebiete der Devonformation in Steiermark. Tschermak's min. und petrogr. Mitth. 1884, S. 64.

9) Wichmann, A., Gesteine von Timor, S. 89.

Diabase bis zum Jahre 1877 zusammengestellt und wird hiermit darauf verwiesen.

Das untersuchte Material habe ich grösstentheils selbst in Ostthüringen, im Vogtlande, im Fichtelgebirge und in Schlesien gesammelt; einiges davon verdanke ich dem Herrn Oberlehrer E. Weise in Plauen. Das Untersuchungsmaterial ist nicht gerade reichhaltig und erscheint vielleicht Manchem noch recht lückenhaft, weil manche Gegenden nicht berücksichtigt oder nur durch wenige Vorkommnisse vertreten sind. Bei der Auswahl desselben wurde indess nur auf möglichste Frische des Gesteins gesehen. Eine erschöpfende Monographie über Diabas-Mandelsteine zu liefern, wurde von vornherein nicht beabsichtigt, sondern es sollte nur ein Beitrag zur Kenntniss dieses Gesteins und seiner Beziehungen zu den Varioliten gegeben werden.

Der speciellen Beschreibung der Diabas-Mandelsteine mag jedoch eine Definition derselben vorausgeschickt werden. Wir nennen Diabas-Mandelsteine diejenigen feinkörnigen bis dichten Diabase, in denen die bei ihrem Erstarren mehr oder weniger zahlreich entstandenen Blasenräume nachträglich entweder vollständig oder nur theilweise von verschiedenen Mineralien erfüllt worden sind.

Die Zahl und Grösse der allgemein als Mandeln bezeichneten kugeligen Gebilde kann und darf ebensowenig für die Charakterisirung des Gesteins maassgebend sein, wie die Art der Ausfüllung gleichfalls nur ein nebensächliches Moment dafür abgeben darf. Da die letztere hauptsächlich aus Kalkspath besteht, hat man diese Diabas-Modification wohl auch als Kalkmandel-Diabase oder kurz als Kalkdiabase bezeichnet. Es ist aber längst bekannt, dass ausser Calcit noch viele andere Mineralien, namentlich Chlorite als Sekretionsgebilde in den Mandelräumen vorhanden sind. Aus diesem Grunde sind beide Bezeichnungen nicht bestimmt und erschöpfend genug; es ist deshalb die von vielen Forschern angewandte Benennung Diabas-Mandelstein denselben entschieden vorzuziehen. Der Name Kalkaphanit, welchen C. F. Naumann[1]) für diese Felsart zum Theil wählte, dürfte, seit sich

[1]) Geognosie, II. Bd., S. 584 u. 585.

die Kenntniss über Diabase geklärt hat, kaum noch in Gebrauch stehen. Seiner Ansicht, dass sie keine wahren Mandelsteine und die Mandeln nicht Produkte späterer Infiltration, sondern gleichzeitige Concretionsgebilde seien, ist wohl kaum beizustimmen; denn, wo immer Mandeln, wenn auch noch so klein und spärlich verstreut im Gestein zu beobachten sind, so setzt ihre Entstehung doch einen präexistirenden Hohlraum, also Blasenbildung und ferner nachträgliche Ausfüllung mit Mineralmassen voraus. Der Kalkgehalt mancher feinkörniger Diabase, der auf Klüften und Spältchen angehäuft oder in feinen Partikelchen in und zwischen den Diabasgemengtheilen steckt, ist so nebensächlicher Natur, dass dieser Umstand überhaupt bei einer Gesteinsbezeichnung, die auf die ursprünglichen und wesentlichen Gemengtheile begründet sein muss, nicht Anwendung finden kann.

Für manche Diabas-Mandelsteine mit kugeliger Struktur ist hin und wieder der Name Kugeldiabas gebraucht worden. Eine grössere Anzahl der untersuchten Gesteine ist mit dieser ursprünglichen Absonderungsform versehen, welche weiter unten an einem Beispiele durch Wort und Bild ausführlich erläutert werden soll. —

Diabas-Mandelstein von Reinsdorf an der Strasse von Plauen nach Oelsnitz.

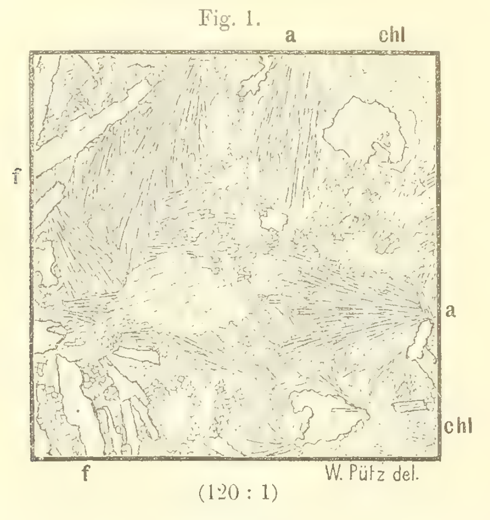
Nach seiner ursprünglichen Absonderung zählt das Gestein nach Mittheilung des Herrn Weise in Plauen zu den oberdevonischen Kugeldiabasen. Es ist feinkörnig und von dunkel- bis graugrüner Farbe; dasselbe enthält wenig erbsengrosse und etwas zahlreicher kleinere, hirsekorngrosse Mandeln dazwischen vertheilt, welche beide vorherrschend aus Kalkspath, daneben aus Chlorit und etwas Quarz bestehen. Eisenkies ist in Körnern bis zur Grösse eines Hirsekorns vereinzelt im Gestein eingesprengt, findet sich auch in den Kalkspathmandeln sporadisch und ist in letzterem Falle sekundärer Entstehung.

Der Augit ist in höchst interessanter Weise ausgebildet; er ist, so viel mir bekannt, weder in einem Diabas-Mandelstein noch in einem anderen Diabase in ähnlicher Art und Weise bis jetzt beobachtet und beschrieben worden. In Varioliten wurde jedoch

eine ähnliche Ausbildung des Augits von M. LÉVY[1]) und H. ROSENBUSCH[2]) hin und wieder bemerkt.

Bekanntlich ist der Augit in den körnigen Diabasen als unregelmässig begrenzte, grössere Krystallkörner, seltener als rundum ausgebildete Krystalle entwickelt. In dem vorliegenden Diabas-Mandelsteine, bildet er dagegen meist höchst zierliche, feine Nädelchen, so dass man denselben mit den schilfähnlichen Hornblendesäulchen mancher Hornblendeschiefer oder mit den sekundären Hornblendenädelchen mancher Diabase ungezwungen vergleichen kann. Ihre Dimensionen sind so gering, dass man sie unter die Mikrolithe stellen kann; die längsten Nädelchen im Präparat maassen durchschnittlich 0,25 Millimeter, wenige sind bei einer Breite von 0,01 Millimeter bis zu 0,3 Millimeter lang, die Mehrzahl derselben ist jedoch kleiner. Ihre Augitnatur wird nicht nur durch ihre Auslöschungsschiefe, welche zu 35—45^0 gemessen wurde, sondern auch dadurch nachgewiesen, dass an manchen Querschnitten dieser Nädelchen das Augitprisma beobachtet wurde. Häufig sind die Nädelchen durch Spaltung quer gegliedert; manchmal mag indess diese gegliederte Nadelform auf einer linienförmigen Aneinanderreihung von Augitkörnchen beruhen (s. Fig. 1). In vielen

Fig. 1.



(120 : 1)

1) Structur et composition minéralogique de la Variolite de la Durance.
2) Physiographie d. mass. Gesteine S. 367.

Fällen scheint den säulen- bis schilfförmigen Augiten die vollständige flächenartige Begrenzung zu mangeln und eine mehr oder minder abgerundete, oft cylindrische Nadelform eigenthümlich zu sein, worauf ein guter Theil der Querschnitte verweist; denn diese erscheinen oft als kleine rundliche, unregelmässig begrenzte Körnchen ausgebildet; seltener beobachtet man an ihnen zwei oder mehrere Flächen der einfachsten Augitform gut entwickelt, während für die übrigen eine unregelmässige Begrenzung eintritt (s. Fig. 1). Andere Körnchen des Augits sind wohl nicht als Querschnitte von Nädelchen aufzufassen; ihre Form ist eine ursprüngliche.

Die Farbe beider, sowohl der Nädelchen und Körnchen ist die für die Diabasaugite charakteristische, nämlich röthlichbraun bis braungelb; ihr Pleochroismus ist kaum merklich.

Die Contouren der Augite werden durch die Umwandlung in Chlorit, die trotz der scheinbaren Frische des Gesteins doch schon begonnen hat und zum Theil weit vorgeschritten ist, noch mehr verdunkelt.

Die Aggregation der Augite unter einander, ihr Verhältniss zum Feldspath und ihre Vertheilung im Gestein sind höchst beachtenswerth. Isolirte Augite in der beschriebenen Form treten fast nie auf, sondern es vereinigen sich mehrere, oft mehr als dreissig derselben zu parallel gelagerten Gruppen, meist aber zu divergentstrahligen Büscheln (s. Fig. 1 a).

Im letzteren Falle liegen die Nädelchen, oft kaum 0,005 Millimeter breit und hin und wieder durch fast noch schmälere Feldspathleistchen getrennt, dicht gedrängt neben einander; nach der Peripherie des Büschels zu schieben sich jedoch immer mehr Nädelchen ein. Der Feldspathgehalt zwischen solchen gruppirten Nädelchen ist stets gering und oft scheint er an solchen Stellen ganz zu fehlen.

Die Vertheilung der Körnchen ist der der Nädelchen entsprechend; auch sie bilden Gruppen, welche mit kleinen Häufchen zu vergleichen sind (s. Fig. 1).

Die Anordnung im Gestein ist bei beiden ganz bemerkenswerth. Bündelförmige Augitgruppen und Körnerhäufchen kommen

zwar auch an einzelnen Stellen in der Mitte der Gesteinsmasse, das ist, weit entfernt von den Blasenräumen vor, doch häufen sie sich in auffälliger Weise am Rande derselben, also an den Gesteinsmandeln. Bald lagern sie zu denselben tangential, bald strahlen sie gleichsam in den ehemaligen Hohlraum hinein, liegen also zu demselben senkrecht, indem sie von einem benachbarten Punkte aus (s. Fig. 1) radial gestellt sind und Büschel bilden. Später werden wir begründen, dass diese divergentstrahligen Bündel sich auf Sphärolithe beziehen lassen. Schnitte durch dieselben liefern Häufchen von Körnchen, die oft eine maschenähnliche oder gestrickte Anordnung erkennen lassen.

Der Mandelraum wird auf diese Weise gleichsam von einem, meist 0,4—0,5 Millimeter breitem Augitring umsäumt, dessen Entstehung mit der schnelleren Erkaltung und Erstarrung des Magmas in der Nähe des Blasenraums zusammenhängt; er spielt in unserem Vorkommen die Rolle des Glases oder der glasigen Basis, wie wir sie an einigen Diabas-Mandelsteinen noch kennen lernen werden. Ein anderer Theil der Augitmikrolithe setzt sich an die Feldspathleisten wie die Eisenfeilspäne am Magneten an und bildet meist an deren Enden mehr oder weniger divergent gestellte kurze Büschel. Manchmal sind borstenförmig gestaltete Augitmikrolithe reihenweis den Längsseiten der Feldspäthe auf- oder angewachsen.

Der zweite Hauptgemengtheil des Gesteins, der Feldspath, wird sofort in Verbindung mit der Schilderung der Mikrotextur seine Beschreibung erfahren; andere nebensächliche Bestandtheile sind folgende: Der Apatit kommt höchst sparsam und in feinen Nädelchen, meist im Feldspath eingeschlossen, vor. Von den Erzgemengtheilen vermisst man sowohl Titan- als auch Magneteisen. Eisenkies, zum Theil in Umwandlung in Brauneisen begriffen, ist wenig dem Gestein eingesprengt. Als Zersetzungsprodukte des Augits sind Chlorit (**chl** Fig. 1) und Pistazitkörnchen zu nennen; ersterer ist grasgrün, bildet feinschuppige, fast homogene Massen, ist etwas dichroitisch und deshalb wohl ziemlich eisenreich. Auch Calcit in kleinen Flimmerchen steckt zwischen dem Chlorit und hat sich auch im Feldspath angesiedelt.

Die Mikrotextur des Diabas-Mandelsteins von Reinsdorf wird weniger durch den augitischen Gemengtheil als durch den Feldspath bestimmt. Die Mehrzahl der Feldspäthe zählt dem Plagioklas zu, doch betheiligt sich auch Orthoklas in wenigen Individuen an seiner Zusammensetzung. Beide bilden schmale Leisten, die durchschnittlich 0,3—0,5 Millimeter lang sind. Der Plagioklas besteht oft aus einfachen Zwillingen; Viellingsbildung ist bei ihm zwar häufig, indess nicht durch allzu zahlreiche Individuen hervorgebracht. An den Enden der plagioklastischen Feldspäthe macht sich eine Theilung und Ausfranzung geltend, die jedoch nicht eine besonders vollkommene Entwicklung annimmt. Sie wird zum Theil durch Augitsäulchen und -Körnchen, welche sich der Längsausdehnung der Feldspathe parallel einfügen, entweder hervorgebracht oder doch noch deutlicher hervorgehoben. Diese Augitinterpositionen, welche theils solide Nädelchen oder Reihen von Körnchen darstellen, sind oft in Umbildung zu Chlorit begriffen und zuweilen auch dieser Umwandlung schon anheimgefallen, sodass man alsdann Chlorit inmitten des Feldspaths vorfindet. Eine Zuführung von chloritischer Substanz, wie solche für die meisten körnigen und grobkörnigen Diabase angenommen werden muss [1], ist hier in allen Fällen ausgeschlossen und ihre Bildung an Ort und Stelle aus Augit festzuhalten.

Der Diabas-Mandelstein ist körnig und besitzt durch die verschiedene Grösse der Feldspäthe und Augite eine mikroporphyrische Struktur. Die Ausscheidung der ersteren ist jedenfalls einen Moment früher als die des Augits erfolgt; doch darf hierbei nicht unerwähnt bleiben, dass, wie oben gezeigt, ein Theil des Augits, soweit er als Einschluss im Feldspath auftritt, vor letzterem gebildet wurde. Ebenso sind diejenigen Feldspäthe, welche zwischen den Augiten stecken und die sogenannte Bindemasse des Gesteins mit diesem zusammensetzen, später als die grösseren Feldspäthe ausgeschieden worden.

Die Anordnung der beiden Hauptgemengtheile scheint auf den ersten Blick eine wirrstrahlige zu sein; indess bei näherem

[1]) Vergl. E. Dathe, Mikroskopische Untersuchungen über Diabase. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1874, S. 11.

Studium erkennt man, dass nicht nur gewisse Feldspathgruppen divergentstrahlig angeordnet sind, sondern dass an manchen Stellen des Präparats ihre Stellung eine vollkommen radiale ist; denn sechs oder acht, oft noch mehr Feldspathleisten von verschiedener Grösse strahlen von einem centralen Punkte aus und bilden mit dazwischen geklemmten Augitstrahlen oder -Bündeln die Belonosphäriten Vogelsang's [1]) oder nach Rosenbusch [2]) Pseudosphärolithe. Das Auftreten der Sphärolithe ist meist an die Nähe des Mandelraums gebunden, wie ja auch die bestausgebildeten Augitbündel mit den zwischen liegenden Feldspäthen an gleicher Stelle sich vorfinden und auch auf sphärolithische Bildung sich zurückführen lassen. Die mikroskopischen Verhältnisse der Mandeln sind in unserem Gesteine sehr einfach; hier und in den folgenden Vorkommnissen wird auf die Schilderung der mikroskopischen Beschaffenheit dieser Gebilde nicht eingegangen werden; denn gerade über ihre Ausbildung finden sich in den oben citirten Arbeiten ausführliche Beschreibungen und manche werthvolle Mittheilungen.

Diabas-Mandelstein an der Strasse zwischen Plauen und Reinsdorf. — Eine ähnliche Zusammensetzung und Struktur kommt dem Diabas-Mandelstein zu, welcher in der Nähe des vorigen ansteht. Er ist gleichfalls von oberdevonischem Alter und seine Absonderung ist eine kugelförmige. Er unterscheidet sich von jenem dadurch, dass die Mandeln, die hirsekorn- bis linsengross sind und nicht dicht gedrängt liegen, fast ausschliesslich aus Chlorit, seltener aus Calcit bestehen. Etwas Eisenkies, auch in den Mandeln ist zugegen.

Der Plagioklas ist sehr frisch und besteht theils aus einfachen Zwillingen, theils aus Viellingen mit wenigen Lamellen. Eine Anzahl einfacher Krystalldurchschnitte sind nach Auslöschung und Spaltbarkeit als Orthoklas anzusprechen; sie sind in der Regel kurz-säulenförmig ausgebildet. Die Gegenwart dieses Feldspathes wird auch durch den Kaligehalt des Gesteins angezeigt. Eine

[1]) Die Krystalliten S. 134.

[2]) Physiographie d. massigen Gesteine S. 82.

Alkalienbestimmung von Herrn C. BÄRWALD im hiesigen Laboratorium der Bergakademie ausgeführt, ergab nämlich Na_2O 4,06 pCt. und K_2O 0,32 pCt.; letzterer Bestandtheil lässt sich wohl auf Orthoklas beziehen. Ein Theil der Plagioklasleisten ist an den Enden gerade abgeschnitten; ein anderer Theil hat jedoch eine mehrfache Zertheilung erfahren. In letzterem Falle erscheinen sie wie ausgefasert und wird die Erscheinung namentlich an vielen Individuen dadurch deutlicher, dass die Theilleisten etwas nach rechts und links aus einander gebogen sind, der Feldspath also gleichsam aufgeblättert ist und eine büschelförmige Gestalt annimmt. Die dadurch entstehenden Zwischenräume sind stets von feinen Augitmikrolithen und -Körnchen, oder von Augitbüscheln und von Chlorit als deren Zersetzungsprodukt erfüllt. Eine ähnliche Ausbildung der Feldspathe beschreiben KLOCKMANN [1]) und NEEF [2]) an Geschieben von Diabas-Mandelsteinen aus der Mark Brandenburg.

Auch regelrecht umgrenzte Feldspathleisten enthalten in geradezu überraschender Menge und meist im centralen Theile und ihrer ganzen Ausdehnung nach Augit interponirt; es sind theils solide Nädelchen von 0,005—0,01 Millimeter Breite, theils Reihen von Augitkörnchen; sie polarisiren sehr kräftig und haben in frischem Zustande eine röthlichbraune Farbe; ihre Zersetzung in Chlorit ist häufig zu beobachten. Die Art und Weise der Interpositionen erinnert an das gekörnelte Glas, das SCHAUF [3]) aus Feldspäthen seiner Diabase mit halbglasiger Basis der Dillenburger Gegend beschreibt und die nach ihrer sonstigen Entwicklung zu den Diabas-Mandelsteinen zählen. In unserem Vorkommniss ist nirgends Glas oder gekörneltes Glas weder als Zwischenmasse, noch als Einschluss nachzuweisen gewesen. In Querschnitten der Feldspäthe bilden diese interponirten Augite oft die centrale Partie und wenn sie, wie einzelne Fälle vorliegen, besonders gross sind oder schon in Chlorit sich zersetzt haben, so nehmen die Plagio-

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, S. 412.

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882, S. 417.

[3]) Untersuchungen über nassauische Diabase. Verh. d. naturhist. Vereins d. preuss. Rheinlande u. Westfalens 1880, S. 23 u. 24.

klase rahmenartige oder buchstabenähnliche Gestalten an, wie solche NEEF [1]) aus Diabas-Geschieben der Mark abbildet und beschreibt.

Die Form-Verhältnisse des Augits, wie wir sie im Vorstehenden als Einschlüsse kennen gelernt haben, kehren auch bei seiner Ausbildung als selbständiger Gemengtheil wieder. Nicht nur die schmalen schilfähnlichen Säulchen und die kleinen borstenartigen Nädelchen, sondern auch deren Querschnitte sind darin zahlreich vertreten. Ihre Aggregation zu Bündeln und radialstrahligen Büscheln, sowie die Anhäufung am Rande des Mandelraums geschieht in derselben Weise, wie solches bei dem vorigen Gestein geschildert wurde. Als Neubildungsprodukte liefern sie neben Chlorit, der eine weite Verbreitung besitzt, Pistazit in rundlichen Körnchen und Calcit in Flimmerchen; letzterer drängt sich gleichsam als Schmarotzer in den Augit und Feldspath ein. Eisenkies wird in kleinen Anhäufungen und Apatit sparsam beobachtet; Magneteisen und Titaneisen fehlen dagegen darin vollständig.

In der Mikrostruktur sind keine bemerkenswerthen Abweichungen von dem vorigen Gestein zu constatiren; sie ist körnig und mikroporphyrisch und hat sich an vielen Stellen zu deutlich divergentstrahliger Textur entwickelt, welche zum Theil in eine vollkommen radialstrahlige Gruppirung übergeht, und somit ächte Belonosphäriten oder Pseudosphärolithe zu Stande bringt.

Diabas-Mandelstein vom Weinberge bei Weischlitz. Die Absonderungsform des Gesteins ist kugelig; es ist im Gegensatz zu den bereits beschriebenen und noch nachfolgend zu betrachtenden von graugrüner Farbe und enthält in ziemlich reichlicher Menge etwas über hirsekorngrosse Mandeln von Kalkspath und Chlorit, so dass das Verhältniss zwischen ursprünglicher Gesteinsmasse und den Mandelräumen ungefähr 8 : 1 ist. Das Alter ist oberdevonisch.

U. d. M. erhält man Aufschluss über die Ursache der lichteren Farbe der Felsart; sie ist in der hervorragenden Be-

---

[1]) l. c. S. 472.

theiligung des Feldspathes an ihrer Zusammensetzung begründet, während der Augit in auffallender Weise zurücktritt. Plagioklas mit geringer Auslöschungsschiefe und danach wohl meist als Oligoklas zu betrachten, ist der hauptsächlichste Feldspathgemengtheil; sehr untergeordnet trifft man etwas Orthoklas an, worauf wenigstens schmale und kurze Leisten ohne Zwillingsbildung verweisen, und nach Analogie mit anderen Diabas-Mandelsteinen erscheint seine Gegenwart nicht befremdlich. Die Grösse der Plagioklase ist eine verschiedene, wodurch bei völlig körnigem Charakter des Gesteins eine ausgesprochene porphyrische Struktur desselben hervorgebracht wird. Eine Anzahl, ungefähr der fünfzigste Theil sämmtlicher Feldspäthe ist durchschnittlich 0,75 Millimeter lang und 0,01 — 0,02 Millimeter breit, also langleistenförmig; sie bilden, indem sie sich gegenseitig bald mit den Enden, bald mit den Seitenflächen berühren, ein gestricktes Maschenwerk, das die kleineren und wesentlich anders struirten Feldspathe und die übrigen Gemengtheile umschliesst.

Die Plagioklase in den bereits abgehandelten Diabas-Mandelsteinen zeichneten sich theilweise durch eine faserige Zertheilung an ihren Enden aus; in vorliegendem Vorkommniss findet das nicht nur auch statt, sondern die Erscheinung ist auch viel allgemeiner und viel zierlicher zur Ausbildung gelangt. Während die grösseren Feldspathe meist in zwei oder etliche, selten zinnenartig gestaltete, öfters aber in schilfähnlich zugespitzte und ausgezogene Theilstücke sich auflösen, geschieht dies in noch höherem Maasse an den kleineren Individuen, und zwar so oft und intensiv, dass diese in feinste, kaum 0,001 Millimeter breite und noch dünnere Strahlen zerfallen, die büschelförmig angeordnet und mit zarten Eisblumen zu vergleichen sind. In die Zwischenräume von solchen dismembrirten Feldspäthen und Feldspathgruppen fügen sich überall Augitkörnchen, deren Grösse sich mit der zunehmenden Feinheit der Feldspathstrahlen ebenfalls verringert, ein. Geht man von einem centralen Punkte aus, so vollzieht sich nach der Peripherie zu eine immer weiter in das Kleinste und Feinste gehende Theilung, wodurch jeder vorhergehende Strahl immer wieder in zwei oder mehrere, neue und feinere Strahlen, deren

Längsseiten nicht scharf begrenzt sind, zerfällt. Letztere Verhältnisse führen uns zu der weiteren Betrachtung der Mikrostruktur des Gesteins. Zum Verständniss dieser ist das Bild Fig. 2 nach einer Stelle des Präparats gezeichnet worden.

Fig. 2.



(120 : 1)

Wurden die federförmig ausstrahlenden Feldspathbüschel, wie sie vorher geschildert wurden, nicht in ihrer Ausbildung durch schon ausgeschiedene grössere Feldspathleistchen allseitig gehemmt, sondern hatten sie für ihr Wachsthum noch möglichst vielen Spielraum, so erfolgte um einen centralen Punkt, vermöge der Anziehung eine mehr oder weniger vollkommene Sphärolithbildung. Die vollendetsten Sphärolithe, wie Fig. 2 einen darstellt, haben sich am Rande oder der näheren Umgebung des ehemaligen Blasenraums entwickelt; sie verdanken ihre Bildung dem freien Raum und zugleich der schnelleren Abkühlung, welche durch jenen bedingt wurde. Sphärolithe, wie in unserem Bilde, zeichnen sich nicht nur durch die Menge der Feldspathbündel, sondern auch durch die übergrosse Feinheit von deren Strahlen aus, die als eigentliche Fasern gedeutet werden können. Zwischen die Bündel und Büschel schieben sich Häufchen von Augitkörnchen, auch Calcit und Chlorit, ein; erstere stecken ausserdem in feinsten Körnerreihen auch zwischen den Feldspathstrahlen. Die An-

ordnung innerhalb der Sphärolithe ist die radialstrahlige; doch lässt sich oft auch noch eine gewisse concentrische Gruppirung darin bemerken, welche dadurch hervorgebracht wird (siehe den unteren Theil unserer Abbildung in Fig. 2), dass federartige Feldspathbüschel jene ersteren durchqueren.

Auch diese Sphärolithe zählen noch zu VOGELSANG's Belonosphäriten oder zu ROSENBUSCH's Pseudosphärolithe, aber sie gehören den äussersten Gliedern an; sie sind keine Felsosphäriten, aber nähern sich denselben in vielen Fällen doch bedeutend. Ihre Zugehörigkeit zu jenen dokumentiren sie auch dadurch, dass an die Seiten der Hauptbüschel, sowie an deren Hauptfasern immer weitere Faserbüschel sich ansetzen und dass endlich ihre Abgrenzung gegen das benachbarte Gesteinsgewebe durchaus keine scharfe ist. Es kann keinem Zweifel unterliegen, dass auch die büschelförmig struirten Feldspathgruppen zu den Sphärolithen in dem Sinne zu rechnen sind, dass sie als unvollkommene und einseitig ausgebildete, also in ihrer Formentwicklung gehemmte Sphärolithe aufzufassen sind.

Die Pseudosphärolithe, welche aus Feldspathleisten zusammengesetzt sind und sich als vier-, sechs-, acht- und mehrstrahlige Sterne im Präparat darstellen, sind in grosser Häufigkeit im Gestein anzutreffen. In diese Kugelbildungen mengt sich stets Augit reichlicher ein, wie auch zwischen die einzelnen Sektoren noch kleine Feldspath-Aggregate der verschiedensten Ausbildung sich einschieben. Die einzelnen Feldspathleisten sind immer an ihren Enden in der zierlichsten Weise ausgefasert oder büschelförmig zertheilt; häufig bildet auch ein Feldspathkorn das Centrum, um welches die Kugelbildung geschah. Gewisse Schnitte durch die feinstruirten Sphärolithe ergeben ein Haufwerk von bald eckigen, bald rundlichen Körnchen von Feldspath und Augit, die ein reines Mosaik darstellen.

So liefert das Gestein mehrere Mikrostrukturen; nämlich die mikroporphyrische und sphärolithische, denen man noch die divergentstrahlige anreihen kann, soweit wenigstens die Aggregation der grösseren und kleineren Feldspathleisten dabei in Betracht kommt; sie entsteht dadurch, dass an einem grösseren Plagioklas

kleinere seitlich und unter spitzem Winkel wiederholt sich anfügen.

In eigenartiger Ausbildung tritt der augitische Gemengtheil der Beobachtung entgegen. Nirgends bemerkt man grössere Augitkörner und Augitkrystalle, wie sie bei den körnigen Diabasen vorkommen, noch viel weniger die feinstrahligen schilfigen Augitnädelchen, wie solche bei manchen der Diabas-Mandelsteine von uns beschrieben wurden; überall ist der Augit als kleinste rundliche Körnchen von den kleinsten Dimensionen zugegen. Der Durchmesser der grössten beträgt nicht über 0,05 Millimeter; die Mehrzahl derselben ist kleiner, so dass sie in der That mit Globuliten sich vergleichen lassen. In grosser Häufigkeit sind solche Augitkörnchen den Plagioklasen eingeschaltet; ihre Form behalten sie aber auch bei, wenn sie mit Feldspath zusammen die eigentliche Zwischenmasse des Gesteins ausmachen, wobei ihr globulitischer Charakter durch ihre Zusammenhäufung zu kugeligen Gruppen und Reihen noch mehr hervortritt. Ihre Grösse verringert sich durch die Umbildung zu Chlorit und ihre Umrisse werden dadurch undeutlicher; ebenso geschieht das Letztere durch die Imprägnirung mit Kalkspath-Flimmerchen. Grell aufleuchtende Körnchen, die bei gekreuzten Nicols wahrzunehmen sind und sich am Rande von Augithäufchen vorfinden, sind wohl richtiger auf Pistazit zu beziehen. In der Nähe des Mandelraums mehren sich die Augitkörnchen und bilden einen schmalen Kranz um denselben, welcher oft spornartig in den Hohlraum eingreift.

Von den ursprünglichen Gemengtheilen ist noch Apatit, sehr wenig vorhanden, und Eisenkies anzuführen; letzterer ist in Brauneisen umgewandelt, dessen blutrothe Lamellen zungenförmig von seinen Rändern ausstrahlen.

Aus dem südlichen Vogtlande (u. a. von der Ziegelhütte bei Magwitz, vom Laneckenhaus bei Weischlitz, vom Bahnwärterhaus zwischen Kürbitz und Weischlitz, von Jocketa, Plauen etc.), so wie aus dem Fichtelgebirge (namentlich aus der Gegend von Steben und Hof) wurde noch eine Anzahl Diabas-Mandelsteine der Untersuchung unterworfen. Ein Theil der Gesteine erwies sich aber, trotz des frischen Aussehens — es wurde überhaupt

nur möglichst frisches Material zur Untersuchung herangezogen — so stark zersetzt, dass weder über ihre Gemengtheile, noch über ihre Mikrostruktur wesentlich neue Beobachtungen sich ergaben, und sie deshalb für den Zweck unserer Arbeit nicht gerade von Belang sind. Das Gleiche gilt für einen anderen Theil der Vorkommen aus diesen Gegenden; sie besitzen bei guter Erhaltung ihrer Gemengtheile doch schon solch' eine Korngrösse, wie sie bei feinkörnigen Diabasen verbreitet ist, und daher mangeln denselben jene Eigenthümlichkeiten, die ausführlich zu schildern nur für wichtig gehalten wurde; sie besitzen vielmehr eine Ausbildung, wie sie schon genugsam von Diabasen bekannt ist.

Nebenher mag bemerkt werden, dass in solchen Diabas-Mandelsteinen, die oft sehr spärlich Mandeln eingestreut enthalten, und deshalb den Uebergang zu feinkörnigen Diabasen bilden, recht reichlich Titan- und Magneteisen vorkommt. Ihre Mikrostruktur ist bei durchaus körnigem und richtungslosem Gefüge eine ausgesprochen mikroporphyrische; ebenso sind leise Andeutungen zur Sphärolithbildung bei ihnen in Gestalt von vier- bis mehrstrahligen Sternen, vorzugsweise von Feldspathleisten hervorgebracht, hin und wieder zu constatiren.

Ueber einen Diabas-Mandelstein aus dem Höllenthale unfern Steben im Fichtelgebirge mögen sich indess noch einige Bemerkungen anschliessen. Die primäre Gesteinsmasse, hellgraugrünlich, und die Mandeln (theils Chlorit-, theils Calcit-, theils Quarzmandeln) halten sich das Gleichgewicht, und sind diese insgesammt von ausgezeichnet kugeliger Gestalt; sie haben einen Durchmesser von 1—2 Millimeter. U. d. M. löst sich die dichte Gesteinsmasse in ein porphyrisches Gemenge von Plagioklas, Orthoklas? und Augit auf. Letzterer Gemengtheil tritt zum Theil in modellscharfen Krystallen, theilweise auch in Zwillingskrystallen mikroporphyrisch hervor; zuweilen ist er aber zu sphärolithischen Gebilden, die lediglich aus etwas keulenförmig gestalteten Individuen bestehen und keine Feldspathleisten oder sonstige Gemengtheile zwischen sich bergen, gruppirt; das wären demnach ächte Sphärolithe im Sinne von ROSENBUSCH. Pseudosphärolithe, aus Plagioklasleistchen und Augitsäulchen aufgebaut, gehören meist

der eigentlichen Bindemasse des Gesteins an. Wegen ihrer allgemeinen Verbreitung und interessanten Gruppirung verdient noch folgende Erscheinung Erwähnung. Länglichrunde Augitkörnchen sind vielfach tangential zum Mandelraum gelagert und schliessen wie die Glieder einer Kette an einander. An manchen Gesteinspartieen beobachtet man isotrope Stellen in der Bindemasse. Ob hier wirklich Glas oder nur eine stark graubraun durchstäubte, opalartige Substanz vorliegt, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Ebenso sind gekörneltem Glase vergleichbare Partieen mehrfach beobachtet worden; doch wohnt auch dieser Deutung, da gerade an diesen Stellen das Gestein eine stärkere Zersetzung zeigt, eine absolute Beweiskraft nicht bei. In dem nachstehend zu beschreibenden Diabas-Mandelstein sind dagegen minimale Mengen von Glas als Zwischenklemmungsmasse constatirt worden.

Diabas-Mandelstein vom Galgenberge zwischen Ober- und Niederplanitz im nördlichen Vogtlande. In der dunkelgrünlichen bis graugrünen Gesteinsmasse, welche eine dichte Beschaffenheit aufweist, liegen ziemlich weitläufig, 3—4 Millimeter von einander entfernt, linsengrosse Kalkspath-Mandeln. Bei Betrachtung mit der Lupe erkennt man, dass eine Anzahl kleinerer Mandeln von der Grösse eines Stecknadelkopfs und darunter, theils von Kalkspath, theils von Chlorit erfüllt, dazwischen liegen. Ausserdem durchziehen feinste, vorherrschend von Calcit ausgefüllte Aederchen das Gestein. Eisenkies ist demselben in Körnchen und Blechen eingesprengt. Die primäre Gesteinsmasse überwiegt sonach. Deshalb würde der Diabas-Mandelstein nach der älteren Auffassung unbedenklich unter die Diabas-Aphanite gestellt worden sein; sein Alter ist wahrscheinlich oberdevonisch.

Das Vorherrschen des Feldspathes im Diabas-Mandelstein des Galgenberges ist hervorzuheben. Nur an wenigen Stellen bemerkt man etwas grössere Feldspathleisten, die 1 Millimeter lang und 0,15—0,02 Millimeter breit sind, die Mehrzahl derselben ist merklich kleiner, nämlich durchschnittlich 0,3—0,5 Millimeter lang und 0,03—0,05 Millimeter breit. Letztgenannte bilden im Verein mit

den anderen Gemengtheilen die sogenannte Bindemasse des Gesteins. Neben Plagioklas ist in Spuren auch Orthoklas anzunehmen; es konnten zwar nur einige Feldspathdurchschnitte auf denselben sicher bezogen werden, doch mag er auch in geringer Menge noch unter den feinsten Feldspathfasern stecken, die wir später noch eingehender zu beschreiben haben. Eine Alkalien-Bestimmung des Gesteins, vom Herrn Assistenten Dr. Sprenger im hiesigen Laboratorium der Bergakademie ausgeführt, ergab nämlich 4,91 pCt. Na_2O und 0,23 pCt. K_2O. — Nach der Auslöschungsschiefe scheinen die Plagioklase dem Oligoklas zu zugehören. Als Interpositionen finden sich in denselben Augitkörnchen und -Nädelchen, wodurch bei deren Umsetzung in Chlorit oft eine skelettartige Ausbildung der Plagioklase Platz greift; ferner sind Magnetitkryställchen, Apatitnädelchen und opacitische Gebilde darin eingeschlossen, Calcit fehlt ebenso wenig darin.

Neben den nadelförmig gestalteten Plagioklasen ist auch der zweite Hauptgemengtheil des Gesteins, der Augit in dünnen Säulen von schilfiger Form zur Entwicklung gelangt. Die Augitnädelchen sind 0,02—0,04 Millimeter lang und 0,001—0,002 Millimeter breit. Eine parallele Anhäufung derselben an bestimmten Stellen ist zu bemerken; sie sind vielfach quer gegliedert. Beide Mineralien, Feldspath und Augit, kommen auch in Körnerform vor, und nehmen als solche verschiedene Partieen in den Präparaten ein. Sie sind grösstentheils als Durchschnitte der Feldspathsäulchen und Augitnädelchen aufzufassen. — Kleine Magnetitkryställchen und opacitische Gebilde umgeben und erfüllen den Augit in ziemlicher Menge. Oft ist die Entscheidung schwierig, ob man beide als primäre oder sekundäre Bestandtheile ansprechen soll; es ist wahrscheinlich, dass an vielen in Zersetzung sich befindlichen Stellen des Dünnschliffs auch eine sekundäre Bildung derselben erfolgt ist. Ueber die Art dieser Entstehung kann auf meine diesbezüglichen früheren Mittheilungen verwiesen werden [1]. Von anderen nebensächlichen Gemengtheilen enthält das Gestein

[1] E. Dathe, Mikroskopische Untersuchungen über Diabase. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1874, S. 28.

Apatit, ziemlich zahlreich in Körnchen und Nädelchen; ferner Titaneisen in zahlreichen kleinen Balken, zum Theil zersetzt; sekundäre Produkte sind Chlorit, Pistazit, z. Th. in radialstrahlig gruppirten Körnchen oder unregelmässig begrenzten Häufchen und endlich Calcit in Körnchen und Flimmerchen.

Bei körnigem Gefüge ist die Struktur des Gesteins eine mikroporphyrische, wenn diese auch nicht besonders typisch ausgeprägt erscheint. Dies Verhältniss wird nicht alterirt durch die minimalen Partieen von braunem Glas mit globulitischer Körnung, welches hin und wieder in der Bindemasse eingeklemmt sich vorfindet. Kleine Glaseinschlüsse konnten vereinzelt in den Feldspathen und Augiten nachgewiesen werden. — Von den Mikrostruktur-Formen ist die divergentstrahlige von weiterem Belang für unser Gestein; sie geht gewissermaassen aus der wirrstrahligen hervor. Ihre charakteristische Ausbildung finden jene in der büschelförmigen Gruppirung der Feldspathleistchen, die durch grosse Dünne und Feinheit ausgezeichnet sind und in dieser Beziehung fast alle beschriebenen Diabas-Mandelsteine erreichen, ja oft übertreffen. Am Aufbaue der Büschel betheiligt sich stets etwas Augit in Säulchen und Körnchen, die beide zwischen die feinen Feldspathstrahlen eingeklemmt sind; sie durchqueren jedoch auch die letzteren, wodurch alsdann eine concentrische Theilung derselben entsteht; manchmal durchschiessen auch Augitsäulchen dieselben unter einem beliebigen Winkel. Dieselbe Rolle, wie der Augit, spielen bei der Durchwachsung der Bündel auch die dünnen Balken des Titaneisens. Beide Mineralien sind in solchen Fällen früherer Entstehung als die Feldspäthe.

Nicht minder häufig gelangen indess die Gemengtheile zu kugeliger Verdichtung, welche in theils vollkommenen, theils weniger vollkommenen Pseudosphärolithen zur Erscheinung kommt. Diese feinstruirten Sphärolithe gleichen denjenigen in den Varioliten vollständig und unterscheiden sich nur von ihnen durch ihre geringe Grösse, die nur mikroskopisch bestimmbar ist. Die Beimengung des Augits ist oft verschwindend und man kann deshalb manche der sphärolithischen Gebilde füglich als Sphärolithe schlechthin bezeichnen; zumal ihre Strahlenbüschel nicht mehr, wenigstens

sehr oft nicht, aus wohl individualisirten Krystallnadeln, sondern aus innig mit einander verflössten, Eisblumen ähnlich aggregirten Strahlen bestehen, in welchen kleinste rundliche und borstenförmige Körnchen in radialgestellten Reihen liegen und dadurch in gewisser Hinsicht ihre faserige Theilung verursachen. Die Lage der sphärolithischen Gebilde ist im Gestein die oft geschilderte, während sie an denjenigen Stellen, welche von den Mandeln am entferntesten liegen, überhaupt nicht auftreten, oder nur sparsam und mit geringer Vollkommenheit sich ausgebildet haben, vermehrt sich ihre Zahl und gewinnen sie eine vollendetere, kugelige Gestalt in denjenigen Gesteinspartieen, wo sich die Mandeln selbst häuften.

Aus Schlesien gelangten eine Anzahl Diabas-Mandelsteine aus der Gegend von Freiburg zur Untersuchung, die Verfasser selbst an Ort und Stelle gesammelt hatte; sie erwiesen sich indess meist stark zersetzt; der augitische Gemengtheil war in der Regel fast oder gänzlich aufgezehrt, und deshalb konnte ihre Mikrostruktur nicht mehr deutlich erkannt werden, dieselbe bot wenigstens keine Erscheinung mehr dar, die für den Zweck der Arbeit in Betracht kommen könnte. Einige andere Mandelsteine aus genannter Gegend waren wiederum doch so körnig, dass nur hin und wieder kugelige Bildung in Gestalt von sternförmigen Aggregaten von Plagioklas und Augit wahrzunehmen waren. Ihre Struktur ist eine mikroporphyrische bei vollkommen körniger Ausbildung; eine wirrstrahlige Gruppirung der Feldspäthe ist in der Regel vorhanden; doch sind anderweite interessante Strukturformen nicht aufgefunden worden.

Ein Vorkommen aus Schlesien macht von dieser Einförmigkeit eine Ausnahme und schliesst sich dasselbe den interessantesten Diabas-Mandelsteinen aus dem Vogtlande an. Zur Untersuchung lag ein Handstück des Diabas-Mandelsteins von Georgendorf bei Klein-Mochau, unfern Schönau vor; dasselbe befindet sich in der Sammlung der hiesigen geologischen Landesanstalt; deshalb lassen sich Angaben über seine Absonderungsformen nicht machen. Das Gestein ist graugrünlich, dicht und mit zahlreichen kleinen Mandeln von Calcit erfüllt. Die mikroskopischen Verhältnisse sind folgende:

Der Feldspath ist in mehr oder weniger vollständiger Zersetzung begriffen und deshalb mit chloritischer Substanz oft dermassen erfüllt, dass man bei durchfallendem Lichte an demselben oft nur die Leistenform erkennen kann, und bei gekreuzten Nicols die Zwillingsstreifung fast regelmässig fehlt, weil sie durch die Zersetzung verwischt ist. Ob etwas Orthoklas als Feldspathgemengtheil zugegen ist, konnte aus diesem Grunde nicht nachgewiesen werden. Die Feldspäthe bringen infolge ihrer verschiedenen Grösse die Mikroporphyr-Struktur im Gestein hervor; ein geringerer Theil derselben besitzen eine Länge von 1,0—1,5 Millimeter, die Mehrzahl derselben ist jedoch bei weitem kleiner und höchstens 0,5 Millimeter lang; letztere bilden neben Augit die eigentliche Grundmasse des Gesteins.

Der Augit ist ausnahmslos in kleinen Nädelchen ausgebildet; durchschnittlich sind sie 0,12 Millimeter lang und 0,009 — 0,012 Millimeter breit. Isolirte Nädelchen kommen fast nie vor; sie sind immer zu Bündeln und Büscheln gruppirt, zwischen deren Strahlen etwas Feldspath steckt; letzterer ist in so dünnen Streifen, 0,007 Millimeter breit, zugegen, dass er gewissermaassen den Grundteig bildet, in welchem die Augitnädelchen eingebettet wurden. Manche der Augit-Feldspath-Büschel können als sphäroidische Bildungen, deren Mittelpunkt excentrisch liegt, gedeutet werden. Recht häufig sind die kleinen Augite bartartig, senkrecht oder wenig schief gestellt, den Längsseiten von Feldspäthen aufgewachsen und bilden zugleich dicht gedrängte Gruppen. Durch Chloritisirung sind die Augite fast insgesammt etwas verkleinert worden; daher schreibt sich auch die grosse Verbreitung des Chlorits im Gestein her, der scheinbar die Grundmasse desselben, in welcher Kalkspath und Augit liegen, bildet. Dass das reichliche Vorkommen des Chlorits im Feldspath wohl auf ursprüngliche Einschlüsse von Augit zurückzuführen sein dürfte, ist nach Analogie anderer Diabas-Mandelsteine höchst wahrscheinlich.

Kleine Augitkörnchen, meist wohl als Querschnitte von Nädelchen aufzufassen, sind in bestimmten Gruppen überall im Gestein vertheilt; sie sind zuweilen perlschnurförmig an einander gereiht und oft kreuzen sich diese Körnerreihen und bringen da-

durch kleine fensterartig gestaltete Gitter hervor. Eine Häufung des Augits in der Nähe der Mandeln findet in dem Gestein durchgehends statt. In geringer Menge ist Apatit, Magneteisen und Eisenkies in demselben vorhanden.

Wir haben bis jetzt eine Reihe von Diabas-Mandelsteinen, die sich durch gute und frische Erhaltung und höchst eigenartige Ausbildung ihrer Gemengtheile, sowie durch ihre Mikrostruktur auszeichneten, betrachtet. Dieselben beanspruchten zugleich unser Interesse wegen ihrer Makrostruktur, nämlich wegen ihrer ursprünglichen, nicht sekundären kugeligen Absonderung, die den meisten von ihnen eigenthümlich war. Durch diese Schilderungen ist nun die folgende Betrachtung und Beschreibung eines anderen Diabas-Mandelsteins in geeigneter Weise vorbereitet worden, und wird diese wiederum Licht auf die bereits beschriebenen Vorkommnisse dieser Felsart werfen. Wenden wir uns deshalb der Beschreibung der Diabas-Mandelsteine vom Gallenberge bei Lobenstein zu.

An der Strasse von Bad Lobenstein nach Ebersdorf, nördlich der Stadt und in einer Entfernung von kaum 1000 Meter liegt rechts ein mit Anlagen versehener, bewaldeter Abhang von ziemlicher Steilheit, der Gallenberg oder Galgenberg, auch die Galgenleite genannt wird. An seiner Zusammensetzung betheiligt sich eine kuppenförmige Masse von Diabas-Mandelstein, die man wohl als das Ende eines Lavastroms betrachten darf, welcher zur Oberdevon-Zeit sich von Osten her, wo massenhafte Ergüsse von Diabasen zwischen Gottliebsthal und Saalburg stattfanden, über Schichten, die zu dem Cambrium gestellt werden und jetzt süd- und westwärts von Lobenstein zu Tage ausstreichen, sich ergoss und ausbreitete.

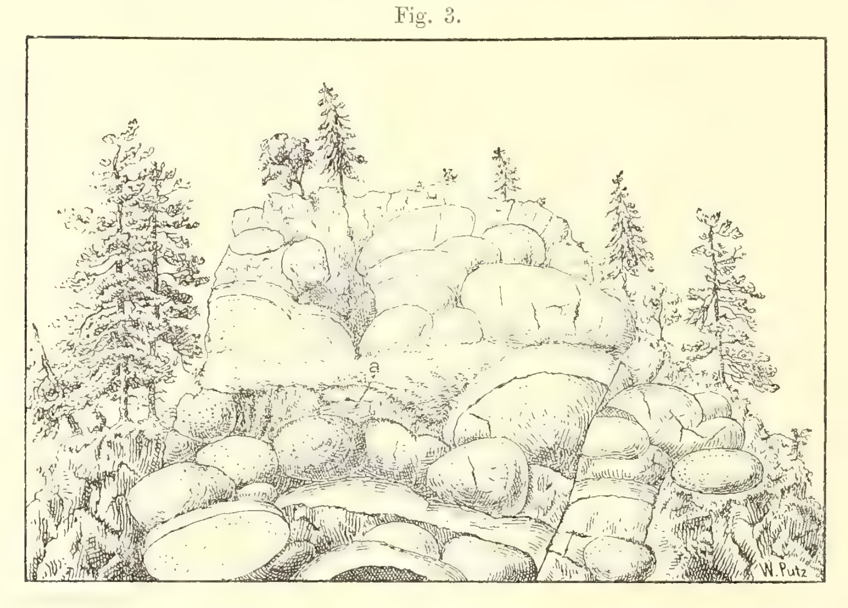
In 30—40 Meter hohen Felsen tritt das Diabasgestein dicht an die Chaussee auf eine Länge von 165 Metern heran und streicht in nordöstlicher Richtung auf eine Entfernung von 275 Metern fort, sodass seine Gesammtlänge, da es nach Südwesten über die Chaussee nicht fortsetzt, 275 Meter beträgt. Auf seiner Nordseite lagern Culmschiefer, welche durch Verwerfungen in das Niveau der Diabas-Mandelsteine gerückt sind; nach Süd folgt über dem letzteren eine interessante Schichtenreihe, der ich das gleiche Alter

zuschreibe [1]) und die mindestens vom Beginne der Adinole an zum Culm zu ziehen ist; sie besteht vom Liegenden zum Hangenden aus schwärzlichen Schiefern, Adinolen und groben Conglomeraten Auch alle diese Schichten haben keine Fortsetzung nach Westen und lagern deshalb wie der Diabas-Mandelstein ungleichförmig auf Cambrium, das sich, wie gesagt, nach Westen und Süden von Lobenstein ausbreitet.

Bei der vor einigen Jahren erfolgten Anlage der Chaussee mussten die vorspringenden Felsen des Diabas-Mandelsteins weggesprengt werden; dadurch, sowie durch die Sprengarbeit behufs Anlage neuer Promenadenwege am oberen Gehänge sind treffliche Aufschlüsse entstanden, die uns den interessantesten Einblick in die Absonderungsformen des Gesteins gewähren.

Nachstehendes Bild stellt eine Felspartie am Promenadenweg, welcher am obersten Gehänge zur sogenanten Grotte führt, dar und ist von mir nach der Natur gezeichnet worden. Wenige Worte werden genügen, die Abbildung zu erläutern und dem Leser dieser Zeilen eine Vorstellung von der merkwürdigen Felsbildung zu geben.

Fig. 3.



[1]) E. Dathe, Diabas im Culm bei Ebersdorf in Ost-Thüringen. Jahrb. d. Königl. Preuss. geol. Landesanstalt für 1881, S. 309.

Die Hauptmasse des Diabas-Mandelsteins ist nämlich in länglichrunde bis eiförmige Gesteinskugeln, deren grösste Durchmesser 0,25—1,0 Meter betragen, abgesondert. Die Oberfläche der Kugeln ist nicht immer vollständig glatt und ebenflächig, meist besitzt sie Unebenheiten, die bald als kleine buckelförmige Erhöhungen oder bald als kleine muldenförmige Vertiefungen erscheinen. Allen diesen Unregelmässigkeiten im Umrisse der einen Kugel schmiegen sich die der benachbarten Kugeln an und so entspricht jeder Einsenkung auf der einen Kugeloberfläche eine Erhabenheit auf der andern. Diese Erscheinung beweist, dass die Kugeln gleichzeitig aus dem Gesteinsmagma entstanden, sich aber in ihrer gegenseitigen Ausbildung mehr oder minder hemmten. Durch denselben hemmenden und beengenden Einfluss konnte ein Theil des erstarrenden Magmas, das zwischen schon gebildeten Kugeln noch eingeschlossen war, also etwas später zur Verfestigung gelangte, sich nicht mehr zu vollständigen Sphären formen; deshalb entstanden theils übereinander liegende Kugelschalen, theils polyëdrische mit mehreren krummen Flächen versehene Felsmassen, theils auch bankförmige Lagen mit wellig gebogener Oberfläche; eine solche ist im unteren Theile der Abbildung enthalten und wird hiermit darauf verwiesen. Die Vertheilung der letztgenannten Gebilde zwischen und neben den regelrecht gestalteten Kugeln ist selbstverständlich eine verschiedene und regellose. Die Lage der Kugeln ist, wie die Abbildung zeigt, eine horizontale oder nur wenig geneigte.

Diese sphärischen Absonderungsformen sind nicht nur auf den obersten Theil der Felsmasse beschränkt, sondern überall an ihr zu beobachten; in besonders schöner Weise entstanden sie an der Basis der Ablagerung, wie die Entblössungen unmittelbar an der Chaussee beweisen. Hier lagern die ellipsoidischen Kugeln nicht horizontal, sondern stehen mehr oder minder senkrecht. Einige derselben sind an ihrer Oberfläche mit seltsam geformten Erhabenheiten geziert, welche selbst dem Laien aufgefallen sind und von ihm als versteinerte Menschen und Thiere gedeutet werden. —

Sind nun aber diese Kugeln wirklich Erstarrungsprodukte? Oder sind sie nur infolge der Verwitterung, wie solches bei Dia-

basen so häufig der Fall ist, entstanden? Auf diese Frage giebt uns ihre innere Beschaffenheit selbst Aufschluss.

Unser Gestein, das bei seiner Erstarrung eine durchaus blasige Beschaffenheit besass und in dieser Hinsicht gewissen recenten Laven ähnlich war, ist nachträglich, wie bereits bei Feststellung der Definition der Diabas-Mandelsteine betont wurde, durch Infiltration von Mineralmassen, namentlich von Calcit zu einem Mandelstein geworden. Seine Mandeln sind kugel- oder länglichrund bis schlauchförmig; sie sind durchschnittlich erbsengross und verlaufen zuweilen mit einander. Im Innern der Kugeln, wie sie auf Durchschnitten derselben sichtbar werden (s. Fig. 3), sind sie oft regellos angeordnet; nach der Peripherie der Kugel zu macht sich aber bei vielen eine linienförmige Vertheilung und zwar in der Weise geltend, dass diese Linien conform der Kugel-Oberfläche verlaufen. In gewissen Abständen nach dem Centrum der Kugel zu gewahrt man neue Reihen von Mandeln, die wiederum concentrische Anordnung zeigen. Zwischen jenen Reihen von Mandeln liegen stets noch viele andere regellos verstreut.

Alle diese Verhältnisse gewinnen bei theilweiser Auswitterung der Mandeln viel an Deutlichkeit und verleihen dem Gestein das blasige und schlackige Aussehen, das es nach seiner Erstarrung besass, von Neuem wieder.

So ist ohne Zweifel die concentrische Anordnung der Mandeln unter sich und conform der Kugel-Oberfläche einer der besten Beweise für die Ursprünglichkeit der Kugeln und Ellipsoide der Diabas-Mandelsteine. Ein Zerfallen in concentrische Schalen, wie das bei sekundären [1]) Kugeln häufig vorkommt, vermisst man an den Diabas-Mandelsteinen.

An vielen Stellen birgt er kleine, 2 — 3 Centimeter lange Schollen von dichtem Kalkstein oder Schiefer (siehe *a* der Abbildung), die jedoch irgendwelche bemerkenswerthe Einwirkung der Diabasmasse nicht aufweisen. Zahlreiche, aber dünne, höchstens 1 — 3 Centimeter starke Adern und Schnüre von Calcit, Quarz oder einem Gemenge beider Mineralien durchziehen das Gestein in den mannichfachsten Richtungen.

[1]) Ueber Kugelbildung, sowohl ursprüngliche als auch sekundäre, vergl. die interessante Schrift von Justus Roth: die Kugelformen im Mineralreiche, 1844.

Diese im Vorstehenden geschilderten Strukturformen kehren bei den Diabas-Mandelsteinen in den verschiedensten Gegenden wieder und haben denselben die Bezeichnung Kugeldiabas eingetragen. Wie erwähnt, gehören die von uns im Eingang beschriebenen Vorkommen grösstentheils zu den sogenannten Kugeldiabasen; ihnen mangelt freilich zuweilen die vollendete Kugelbildung, wie wir sie jetzt an der Lobensteiner Lokalität kennen gelernt haben. Im Oberdevon der Lobensteiner-Saalburger Gegend, so unter anderen an der Chaussee bei Friesau, sind kugelig abgesonderte Diabas-Mandelsteine sehr weit verbreitet. Andere Vorkommen aus dem Vogtland sind neuerdings von Th. Liebe [1]) bekannt gemacht worden, während C. W. Gümbel [2]) sie aus dem Fichtelgebirge beschreibt. Zuerst wurden letztere wohl von Goldfuss und Bischof [3]) beschrieben; die gelungenste Beschreibung über die kugelige Absonderung der Diabas-Mandelsteine verdanken wir aber F. Hoffmann [4]); er beschreibt daselbst das Vorkommen an der Weidesgrüner Mühle so trefflich, dass seine Schilderung auch auf unser Lobensteiner Vorkommen fast wörtlich passt. Er sagt aber: »Unter den Kugelabsonderungen im dichten Grünsteine aber sieht man vielleicht nirgend vollendetere Bildungen als jene, die den Absturz einer etwa 40 Fuss hohen Felsmasse an der Mühle von Weidesgrün, ohnweit Schauenstein, bilden. Es sind hier feinblasige, oft schlackenähnliche Blattersteinkugeln [5]), welche wie auf einander gepackt liegen. Sie sind immer von länglichrunder, ovaler Gestalt, in ihrem grössten Durchmesser 6—8 Fuss lang und in allen ist die Längsaxe stets parallel liegend, sanft gegen Süden geneigt. Immer, wo eine dieser Kugeln in ihren Umrissen eine Unregelmässigkeit, eine Anschwellung oder eine Vertiefung zeigt, weicht ihr die angrenzende auffallend deutlich mit parallel laufenden Biegungen aus, und man sieht daraus, dass sie sich gleichzeitig

[1]) Erläuterungen zu Blatt Pörmitz, S. 10 der geologischen Specialkarte von Preussen etc. — Erläuterungen zu Blatt Zeulenroda ibid. S. 50.

[2]) C. W. Gümbel, Geognost. Beschr. des Fichtelgebirges, S. 214.

[3]) Physikalisch-statistische Beschr. d. Fichtelgebirges I, S. 17, 1 f.

[4]) Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse vom nordwestlichen Deutschland, II. Abth., S. 429.

[5]) Darunter sind Diabas-Mandelsteine zu verstehen.

in ein und derselben gleichförmig flüssigen Masse zusammenballten.«

Nach der Grösse der Mandeln einerseits und der Korngrösse der primitiven Gesteinsmasse andererseits lässt sich der Mandelstein des Gallenbergs bei Lobenstein in zwei Haupttypen trennen. Die eine Modification ist durch grössere Mandelbildung und etwas gröberes Korn ausgezeichnet, die andere durch kleinere Mandeln und feinere, dichte Beschaffenheit. Mit diesen Eigenthümlichkeiten steht die Ausbildung der Mikrostruktur im Zusammenhange. Indem wir nun in der folgenden Beschreibung diese Verhältnisse berücksichtigen, wird es gelingen, ein möglichst vollständiges Bild von der petrographischen Entwicklung der ganzen Ablagerung zu geben.

Der erste Typus mit grösseren Mandeln ist in der Ablagerung am meisten vertreten, und zwar gehört die Mehrzahl der Gesteinskugeln denselben an. Die Mandeln, vorherrschend aus Calcit bestehend, sind über erbsengross; sie sind selten kugelrund, sondern mehr oder minder schlauchförmig in die Länge gezogen und alsdann oft 10—15 Millimeter lang bei 3—5 Millimeter Breite; vielfach verfliessen diese unregelmässig umgrenzten Mandelräume mit einander, wodurch noch grössere Mandelpartieen entstehen; ein spornartiges Eingreifen der ursprünglichen Gesteinsmasse in den ehemaligen Hohlraum lässt sich oft mit blossem Auge oder der Lupe recht gut wahrnehmen. Das Verhältniss der Sekretionsgebilde zur primären Gesteinsmasse ist 1 : 1, selten 1 : 2, so dass beide sich im Allgemeinen das Gleichgewicht halten. Die Letztere ist von schwärzlichgrüner Farbe und so kleinkörnig, dass mit unbewaffnetem Auge selten ein feines, strichartig erscheinendes Feldspathleistchen beobachtet werden kann. Mit Hülfe einer starken Lupe erkennt man jedoch viele derselben.

Die mikroskopische Untersuchung der verschiedensten Gesteinsproben, sowie die chemische Analyse lehren eine sehr extreme Ausbildung der Diabas-Mandelsteine kennen. Die primären Gemengtheile, soweit sie noch erhalten, sind Orthoklas, Plagioklas, Apatit, Titan- und Magneteisen; die sekundären Chlorit und Calcit. Augit hat sich in allen zehn der Untersuchung unterworfenen

Präparaten nicht, auch nicht in Spuren auffinden lassen; überall ist er zu Chlorit umgewandelt, der deshalb im Gestein auch eine weite Verbreitung gefunden hat. Bevor wir mit der speciellen Betrachtung der einzelnen Gemengtheile beginnen, sollen die Resultate der chemischen Untersuchung, welche von Herrn Dr. JACOBS in dem unter Leitung des Herrn Prof. FINKENER stehenden Laboratorium der hiesigen Bergakademie ausgeführt wurde, hier eingeschaltet werden. Das zur chemischen Analyse verwendete Gestein zählt der körnigsten Abänderung des Mandelsteins zu; es zeigte folgende Zusammensetzung:

a) Analyse des Mandelsteins vom Gallenberge bei Lobenstein;

b) Analyse des Mandelsteins vom Gallenberge bei Lobenstein nach Weglassung von CaO_3 auf 100 berechnet;

c) Controll-Bestimmung der Alkalien.

	a	*b*	*c*	
$CaCO_3$	41,54	—	—	pCt.
SiO_2	27,22	46,40	—	»
TiO_2	2,45	4,18	—	»
Al_2O_3	8,64	14,73	—	»
Fe_2O_3	1,38	2,35	—	»
FeO	8,88	14,14	—	»
CaO	0,47	0,80	—	»
MgO	2,29	3,90	—	»
Na_2O	0,09	0,15	1,803	»
K_2O	3,02	5,15	6,06	»
P_2O_5	0,449	0,76	—	»
H_2O	3,68	6,27	—	»
SO_3	0,10	0,17	—	»
	100,809	100,00	—	pCt.

Die Resultate der chemischen Analyse sind hinsichtlich der Alkalien für ein Diabasgestein sehr bemerkenswerth. Der hohe Gehalt an Kali (6,06 pCt.) und der niedrige an Natron (1,803 pCt.) nebst der wenigen Kalkerde (0,80 pCt.), die nicht an Kohlensäure gebunden erscheint, lässt fast ein reines Orthoklasgestein in dem-

selben vermuthen. Damit steht das Ergebniss der mikroskopischen Untersuchung nicht ganz im Einklang; dieselbe bestätigt zwar auch die häufige Anwesenheit des Orthoklases, der durch Spaltbarkeit, seine Auslöschung kenntlich ist, wie sie seine einfachen Individuen zeigen; doch ist der Plagioklas mindestens in derselben Menge zugegen. Ja in mehreren Dünnschliffen ist das Vorwalten des Plagioklases unzweifelhaft anzunehmen. Schwankungen in dem Mengenverhältniss beider Feldspatharten machen sich in den einzelnen Präparaten bemerklich; doch erscheint mir eine procentische Berechnung des Feldspathgehalts wegen der immerhin starken Zersetzung des Gesteins auf Grund der chemischen Analyse unthunlich zu sein.

Eine eingreifende Alterirung der Feldspathe hat durchgängig stattgefunden; deshalb erklärt sich auch der geringe Gehalt von Kalkerde (0,80 pCt.), der sich bedingungsweise vollständig auf einen Plagioklas verrechnen lässt; derselbe würde aber daraufhin zum Albit zu stellen sein. Man kommt der wahren Natur und chemischen Zusammensetzung des triklinen Feldspathes jedenfalls näher, wenn man ihn nach seiner 10—15 pCt. betragenden Auslöschungsschiefe als zur Oligoklasreihe gehörig ansieht und selbst einen Theil des Kali ihm zuweist. Diese letztere Annahme ist aus folgenden Gründen nicht ohne Berechtigung; erstlich, weil viele Oligoklase kalihaltig sind; ferner, weil Untersuchungen verschiedener Plagioklase aus Diabasen des Fichtelgebirges [1]) lehren, dass dieselben einen verhältnissmässig hohen Procentsatz von K_2O besitzen; nämlich 1,20—2,38 pCt. bei 7,0—10,44 Natrongehalt; und endlich auch viele Bausch-Analysen von Diabasen einen Kaligehalt bis zu 2 pCt. anzeigen. Ein gewisser Antheil des Kali im Gestein braucht übrigens nicht den Feldspathen anzugehören, da nach Gümbel [2]) im Chloropit (Chlorit anderer Autoren) bis zu 0.60 pCt. K_2O zugegen ist. Wenn man auch alle diese Gründe in Anschlag bringt und demnach die Menge des Orthoklases sich etwas reduciren lässt, so kann sein reichliches Vorhandensein nicht

[1]) Gümbel, Geognostische Beschreibung des Fichtelgebirges, S. 207.
[2]) l. c. S. 210.

geleugnet werden. In den Diabas-Mandelsteinen ist Orthoklas schon früher [1]) theils vermuthet, theils nachgewiesen worden; auch unsere Untersuchungen anderer Fundorte bestätigen diese Thatsache.

Wegen der starken Betheiligung des Orthoklases an der Zusammensetzung des Mandelsteins vom Gallenberge muss man ihn als ein extremes Glied der Diabasreihe auffassen; wollte man eine neue Bezeichnung dafür anwenden, so würde er noch am ehesten zu den Augitsyeniten zu stellen sein; indess finden sich auch Beziehungen zwischen ihm und den Keratophyren und den Leukophyren Gümbel's. Auf diese verwandtschaftlichen Verhältnisse wollte ich nur hinweisen, belasse aber unser Gestein vorläufig noch bei den Diabas-Mandelsteinen.

Alle Feldspathe sind, wie bemerkt, stark angegriffen; sie sind nach der mikroskopischen Untersuchung an ihren Rändern, sowie im Innern erfüllt von Chlorit und Calcit; es lässt sich hier nicht mehr bestimmt nachweisen, ob ersterer aus Augit-Interpositionen hervorgegangen oder auf Zwillingsgrenzen und Spalten in den Feldspath nachträglich eingewandert ist; beide Vorgänge haben hier wohl stattgefunden. Als fernerer Einschluss ist Magnetit in oktaëderschen Kryställchen und in gestrickten, trichitischen Formen bald spärlich, bald reichlich vorhanden, aufzuzählen. Im Allgemeinen darf man annehmen, dass die längsten Leistchen (0,6 bis 1,02 Millimeter lang), stets dem Plagioklas, selbst wenn man keine Zwillingsstreifung daran bemerkt, angehören; letztere ist durch den hohen Grad der Verwitterung verwischt worden; die kürzeren Feldspathleisten dürften meist dem Orthoklas beizuzählen sein.

Sanft wellig gebogene Feldspathe, sowie skelettartige und rahmenartige Formen kehren in vielen Präparaten wieder.

Der Chlorit als Nachkomme des vollständig verschwundenen Augits erfüllt alle Zwischenräume, welche die Feldspathe bei ihrer Aggregation hervorbringen; er ist theils in fast homogenen bis feinschuppigen Blättchen, theils in kurzen bis langen Nädelchen und Fasern ausgebildet, und dürfte er in letzterem Falle eine serpen-

[1]) Neef, l. c.

tinartige Zusammensetzung besitzen. Er ist zum Theil erfüllt von opacitischen Körnchen und Magneteisen, seltener von Calcitflimmerchen. Schwacher Dichroismus ist an ihm wahrzunehmen, er scheint überhaupt, wie die chemische Analyse anzeigt, sehr eisenreich zu sein; er macht ungefähr 30—35 pCt. des ganzen Gesteins aus. Titaneisen ist reichlich in den bekannten strich- und nadelförmigen Gebilden zugegen; ebenso Magnetit, der wahrscheinlich titanhaltig ist; eine nicht allzu grosse Menge desselben liess sich aus dem Gesteinspulver mit dem Magneten ausziehen. Apatit ist spärlich nachzuweisen und beträgt seine Menge nach der chemischen Feststellung 1,6 pCt.

Die Mikrostruktur der in Rede stehenden Gesteinsmodification ist leicht zu übersehen; sie ist bei mikroporphyrischem Habitus im Grossen und Ganzen wirrstrahlig; divergentstrahlige, sowie radialstrahlige Partieen sind in wechselnder Häufigkeit anzutreffen. Pseudosphärolithe sind zahlreich vorhanden. Andere bemerkenswerthe Eigenthümlichkeiten der Gesteinstextur finden ihre Erledigung bei der Besprechung der kleinkörnigsten, also dichten Abänderung des Gesteins, welche wir zunächst anschliessen, während die Betrachtung der Zwischenstufen beider am Schluss erfolgen soll.

Die dichte Modification des Mandelsteins vom Gallenberge bei Lobenstein besitzt zugleich die kleinsten Mandeln; letztere sind selten grösser als ein Schrotkorn, ihre Durchmesser betragen 1 — 3 Millimeter; sie sind blasenartig ausgezogen und verfliessen öfters mit den benachbarten Mandeln. Die primäre Gesteinsmasse ist für das blosse Auge dicht und grünlichschwarz gefärbt; behandelt man Gesteinsstücke mit Säuren, so bleibt eine schwarze, schlackig-blasige Masse zurück, die man mit blasiger Lava vergleichen kann. Der Vergleich ist ausserdem wegen der theilweisen glasigen Ausbildung des Gesteins sogar berechtigt und statthaft; denn in ihr ist eine glasige Basis und gekörneltes Glas vorhanden. Konnte schon in dem Diabas-Mandelstein von Ober-Planitz etwas glasige Basis unzweifelhaft nachgewiesen werden, so ist ihre Betheiligung in einigen Proben des Lobensteiner Vorkommens geradezu überraschend gross. Einschaltend mag erwähnt werden, dass diese eigenartige Ausbildung der Diabase aus dem Vogtland,

aus Ostthüringen und dem Fichtelgebirge bis jetzt noch nicht bekannt war.

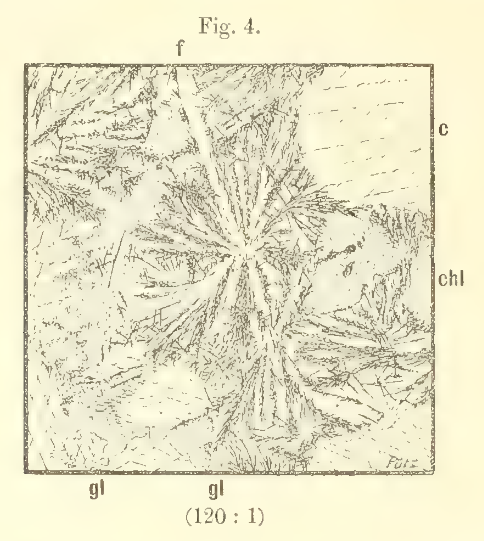
Die glasige Basis ist von graubrauner bis grünlichgrauer Farbe; sie ist bei schwächerer Vergrösserung ziemlich homogen und nur etwas gekörnelt; bei stärkerer Vergrösserung (320 mal) löst sie sich in eine lichte, durchscheinende Glasmasse auf, in welcher kleinste, meist lichtgelblich gefärbte Körnchen zahlreich eingebettet liegen; sie ist also globulitisch entglast. An manchen Stellen ist sie erfüllt mit feinsten, ferritischen Körnchen und Stachelchen; auch ist sie von schwarzen, trichitischen Nädelchen in gestrickter Form durchwachsen. Bei gekreuzten Nicols wird sie meist vollständig dunkel, doch an manchen, namentlich grünlichgrauen Partieen ist ein Aufleuchten kurzer Fäserchen zu bemerken. Diese Erscheinung lässt auf eine sekundäre Entglasung der Basis, wie solche namentlich bei gewissen Pechsteinen so typisch vorkommt, schliessen; auch ist hierbei eine spätere Zuführung von fremden, insbesondere von Calcitpartikelchen, die jenen lichten Schimmer erzeugen, anzunehmen. Eine Umbildung des globulitischen Glases in viriditische Gebilde hat gleichfalls stattgefunden. Aehnliche Umwandlungen der Basis beschreibt W. Schauf[1]) aus seinen Diabasen mit halbglasiger Basis der Gegend von Dillenburg.

Das so geartete Glas hat einen wesentlichen Antheil an der Zusammensetzung einiger untersuchter Gesteinsproben. Seiner Entstehung nach infolge der raschen Abkühlung des Magmas finden wir es in der Nachbarschaft der ehemaligen Blasenräume vorzugsweise gebildet; hier ist es in bis 0,3 Millimeter breiten Streifen erstarrt, die oft den Hohlraum vollständig umsäumen, manchmal aber nur auf eine Strecke denselben begrenzen. Vielfach stülpen sich die Ringe der glasigen Basis spornartig in den Mandelraum ein; die grössten derartigen Fortsätze haben bei 0,45 Millimeter Länge eine Breite von 0,15 Millimeter. Auch sie zerfallen zuweilen wieder in ringförmige Gestalten, deren Hohlraum jetzt von Calcit eingenommen wird (vergl. Fig. 4). Weiter vom Mandelraum entfernt, nach dem Innern der primären Gesteins-

[1]) l. c. S. 25.

masse zu, ist glasige Basis in verschwindender Menge zur Ausbildung gelangt. Ueber die Anordnung der gesammten Basis giebt unser Bild Aufschluss.

Fig. 4.



(120 : 1)

Dasselbe Interesse, wie das Vorhandensein der glasigen Basis, beansprucht die Mikrostruktur hinsichtlich der Aggregation der übrigen Gesteinsbestandtheile. Die sphärolithische Textur beherrscht das ganze Gestein in ausgezeichneter Weise. Die Sphärolithe bauen sich auf aus Feldspath und schwarzem Erz; ob letzteres lediglich Titaneisen enthält, ist nicht sicher zu erweisen; bei Behandlung mit Salzsäure löste sich im Dünnschliff sehr wenig von diesen schwarzen Gebilden auf, weshalb Magnetit hierbei kaum in Frage kommen kann. Wir haben uns wahrscheinlicher Weise in ihnen zumeist eine Eisen-Silicat-Verbindung von wechselnder Zusammensetzung vorzustellen, welcher Titaneisen in variirender Menge beigemischt sein kann.

Bei den meisten so zusammengesetzten Sphärolithen gab der feldspathige Gemengtheil die Anlage zu ihrer Bildung ab; er ist seltener in Leistenform, sondern mehr in feinen, faserähnlichen Nädelchen, die an ihren Enden sich zertheilen, vorhanden und mit den opacitischen Gebilden, respective dem Erz innig verwebt (siehe Fig. 4). Er ist ferner durchgängig stark alterirt und mit Calcit

imprägnirt, so dass seine Zutheilung zum Orthoklas oder Plagioklas unmöglich ist. An seine grösseren Individuen setzt sich das schwarze Erz, wie wir allgemein sagen wollen, an; es sind entweder rundliche Körnchen oder kurze, borstige Gebilde und feine trichitische Nädelchen. Man erhält dadurch ein Bild, wie das, wenn ein Magnetstab in Eisenfeile gelegt wird (vergl. Fig. 4). An den Enden der Feldspathe schiessen diese schwarzen Striche und Körnchen büschelförmig an; sie fügen sich in Büscheln zwischen die Feldspathstrahlen des Sphäroliths ein und formen auf diese Weise mit ihnen den letzteren. In manchen der sphärolithischen Aggregate nimmt das schwarze Erz überhand und die feldspathige Substanz tritt zurück. Augit, selbst nicht als globulitische Körnchen, konnte nirgends mehr in den Sphärolithen, noch sonst im Gestein beobachtet werden; war solcher in irgend einer Form vorhanden, so muss er der Zersetzung in Chlorit, respective Viridit anheimgefallen sein.

Die Grösse der Sphärolithe ist unbedeutend; eine grössere Anzahl derselben wurde gemessen; der Durchmesser der kleinsten beträgt 0,15 Millimeter, der der grössten 0,5 Millimeter; die durchschnittliche Grösse beläuft sich auf 0,2—0,3 Millimeter. Wie auch aus unserm Bilde zu ersehen ist, sind oft zwei oder mehrere Sphärolithe mit einander in der Weise verwachsen, dass das Ende eines längern Feldspathstrahls oder -Bündels, die dem einen Sphärolith angehören, das Centrum für die Bildung des anderen abgiebt. Die Nähe des Mandelraums ist für ihre vollkommene Gestaltung von erheblichem Einflusse. Ihre Formen wechseln sehr und alle Uebergänge bis zu den einfachen büschelförmigen Aggregaten herab sind vertreten; häufig sind die Sphärolithe an ihrem centralen Theile wie eingeschnürt und nach einer Richtung verlängert, so dass gleichsam zwei garbenförmige Bündel am Feldspath sitzen. — In mancherlei Gestalten, sowohl in pulverförmigen Körnchen, als auch in kurzen Strichen von gestrickter oder gegitterter Form betheiligt sich das schwarze Erz auch selbständig an der Zusammensetzung des Gesteins und liegt entweder im Glas eingeschlossen oder nimmt den Raum zwischen mehreren Sphärolithen ein.

Eine grosse Reihe von Gesteinsabänderungen liegt zwischen den beiden beschriebenen Endgliedern des Mandelsteins vom Gallen-

berge. Sie vereinigen die charakteristischen Besonderheiten von beiden in sich. Eine typische Modification dieser Mittelstufen wählen wir aus und beschreiben sie in aller Kürze. — Kleine Mandeln von einem Durchmesser von 1—2 Millimeter, sowie eine dichte, grünlichschwarz gefärbte, primäre Gesteinsmasse sind für dieselben bezeichnend. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass die sphärolithischen Bildungen an den Rand des Mandelraums vorzugsweise gebunden sind; durch innige Verwachsung von Feldspath und schwarzem Erz sind sie entstanden; ihre Anordnung ist eine radialstrahlige und die Betheiligung beider Gemengtheile am Aufbaue ist eine variirende. — Viele der Sphärolithe sind sehr klein und von den zierlichsten Strahlen zusammengesetzt; andere hingegen nehmen etwas erheblichere Dimensionen an. Demzufolge sind die Strahlen ihrer Bündel grösser, liegen etwas weitläufiger und sind in gewissem Sinne kräftiger entwickelt. Derartige Sphärolithe überwiegen ihrer Zahl nach in den meisten untersuchten Präparaten; daneben sind jedoch noch diejenigen sphärolithischen Bildungen nicht selten, welche aus 6 bis 8 Feldspathstrahlen bestehen. Ueberall sind die schwarzen Körnchen und Stachelchen als verzierende Bekleidung der Feldspathe zugegen, und entweder den Leisten parallel gelagert oder borstenartig auf denselben stehend.

Selten sind Stellen im Gestein, in welchen die Sphärolithe fast ausschliesslich aus feinsten, selbst bei stärkster Vergrösserung sich nicht in einzelne Strahlen auflösende Bündel bestehen. In der Regel mangeln denselben ausserdem die opacitischen Beimengungen; doch stecken kleine, körnerartige, chloritische Partieen dazwischen; und sind letztere jedenfalls zierliche Globulite von im Allgemeinen augitischer Zusammensetzung gewesen. Das ehemalige Vorhandensein von Glas in grössern oder kleinern Partieen ist in dieser Gesteinsmodification wohl durchgehends anzunehmen; es ist aber infolge der Zersetzung oft vollständig verschwunden und nur vereinzelte Stellen in der Umgebung der Mandelräume, die nur aus einer graugrünlichen, gekörnelten, sonst aber fast homogenen Substanz bestehen, lassen sich auf eine glasige Basis beziehen. Nach diesen Wahrnehmungen über das Auftreten einer

derartigen Basis in einigen Strukturabänderungen des Mandelsteins vom Gallenberge ist es nicht unwahrscheinlich, dass dieselbe in verschwindender Menge in der Form einer Zwischenklemmungsmasse auch in den körnigsten Modificationen des Gesteins betheiligt war; ihre Nachweisung ist aber jetzt wegen der Umwandlung der Felsart nicht mehr möglich.

In dem Mandelstein des Gallenbergs begegnen wir somit einem Gesteine, das bezüglich seiner Zusammensetzung und Struktur von den eigentlichen Diabasen sich entfernt; indem es einerseits manchen Orthoklas-Augitgesteinen, beispielsweise manchen dichten Augitsyeniten sich nähert, andererseits wegen seiner glasigen Basis denjenigen Felsarten ähnlich wird, welche H. Rosenbusch [1]) früher unter dem Namen Diabasporphyr zusammenfasste, später [2]) aber in der tabellarischen Uebersicht der massigen Gesteine, welche er seiner Abhandlung über das Wesen der körnigen und porphyrischen Struktur bei Massengesteinen angehängt hat, als Augitporphyrite bezeichnet. Zieht man aber die zweite Ausbildung des Gesteins, von dem ein Theil eines Dünnschliffs abgebildet wurde, in Betracht, so liegt uns ein äusserstes Glied der Diabasreihe vor, welches in gewisser Hinsicht den eigentlichen glasigen Diabasen näher tritt.

Schliesslich bleibt uns noch übrig, das Verhältniss der Mikrostruktur zur Makrostruktur des Gesteins zu betrachten.

Zum Verständniss dieser Verhältnisse gedenken wir der Versuche Gregory Watt's [3]), welche er mit einem Basalt von Rowley in Staffordshire, einem feinkörnigen, undeutlich krystallinischen Gesteine, anstellte. J. Roth [4]) kommt in seiner Schrift über die Kugelformen im Mineralreiche auch auf diese Experimente, die in der Folgezeit mehrfach wiederholt wurden, zurück und fasst die Resultate des Versuchs kurz zusammen; wir folgen seinem Auszuge wörtlich: »Der Basalt wurde in einem Hochofen zum glühenden Flusse gebracht und die Abkühlung durch mancherlei Vor-

[1]) Physiogr. d. mass. Gest. S. 372 ff.
[2]) Neues Jahrb. f. Min. etc. 82. II. Bd.
[3]) Philosophical Transactions 1804.
[4]) S. 12.

sichtsmaassregeln verlangsamt, denn es hatte sich gezeigt, dass bei raschem Abkühlen nur schwarzes Glas mit muscheligem Bruche erlangt wurde. Bei langsamer Erkaltung zeigten sich in der glasigen Masse kleine, fast sphärische Kugeln verbreitet, die, von der Grösse einer Linie, sich so nahe berührten, dass sie dadurch ihr Grösserwerden verhindert hatten. War jedoch die Abkühlung noch mehr verlangsamt worden, hatte also die Anziehung längere Zeit gehabt, um ihre Wirkung zu äussern, so war das glasige Ansehen verschwunden, die Masse glich mehr einem undurchsichtigen Jaspis, und im Innern derselben fanden sich Kugeln bis zu zwei Zoll gross. Diese zeigten im Innern ein strahlig-krystallinisches Gefüge und hatten sich, wenn sie in einer Ebene lagen, durch gegenseitigen Druck in zierliche, regelmässige Säulen umgewandelt; war eine Kugel von allen Seiten durch andere Kugeln gedrückt worden, so stellte sie ein unregelmässiges Viereck dar. Liess man die Masse noch langsamer abkühlen, so ward sie krystallinisch, wie sie vor dem Schmelzen gewesen war.«

Nach diesen Versuchen ist demnach die strukturelle Beschaffenheit des Erstarrungsproduktes abhängig von der Schnelligkeit oder Langsamkeit der Abkühlung des gluthflüssigen Magmas. Eine rasche Abkühlung, bei welcher die Anziehung der kleinsten Theile somit eine plötzliche Hemmung erlitt, lieferte nur ein muschelig brechendes Glas. Bei gewisser Verlangsamung des Abkühlens geht ein glasiges Produkt mit zahlreichen, kleinsten, kugeligen Gebilden hervor. Noch langsameres Erkalten des Magmas erzeugt in einer jaspisähnlichen Glasmasse die Ausscheidung grösserer Kugeln. Das letzte Stadium der verzögerten Abkühlung bringt aber wiederum ein krystallinisches Produkt hervor, das Roth auf die gemeinsame Wirkung der Attraction und Polarität zurückführt.

Wenden wir diese Resultate des Experiments auf das Gestein vom Gallenberge an. Aus denselben Gründen muss seine Struktur in einem gewissen Verhältniss zur Abkühlung seines Magmas stehen, oder seine strukturelle Beschaffenheit lässt auf den Grad der schnelleren oder langsameren Erstarrung des letzteren schliessen. Nun lehrt die mikroskopische Untersuchung, dass der Mandelstein

des Gallenberges gekörneltes Glas und glasige Basis, mit zahlreichen Mikrosphärolithen erfüllt, enthält. Man kann und muss deshalb folgern, dass in so beschaffenen Gesteinspartieen eine ziemlich schnelle Abkühlung und Erstarrung des Magmas stattgefunden habe, bei welcher indess die Attraction wenigstens noch insoweit ihre ungestörte Wirkung geltend machte, dass die Bildung von zahlreichen, mehr oder minder vollkommenenen Sphärolithen vor sich gehen konnte. Da die Gesteinsproben mit glasiger Grundmasse der Peripherie einer Gesteinskugel entnommen wurden, ist man an und für sich berechtigt, einer schnelleren Abkühlung diese Ausbildung zuzuschreiben. Der zweite und dritte Gesteinstypus, weil ärmer an Sphärolithen und bei oft gänzlichem Mangel an Glas in irgend welcher Form, erlaubt zu schliessen, dass in solchen Gesteinspartieen eine noch viel langsamere Abkühlung und Verfestigung in ihnen stattfand, als in jenen ersteren. Die peripherischen Theile eines Sphäroids müssten demnach möglichst glasreich, die centralen hingegen glasarm oder gänzlich frei von Glas sein, und das Korn der letzteren müsste zugleich durchschnittlich erheblich grösser sein. Diese letzteren Beziehungen durch die mikroskopische Untersuchung festzustellen, war mir nicht möglich, weil beim Sammeln des Materials darauf nicht genügend Rücksicht genommen wurde. Die interessanten Verhältnisse, wie solche das Mikroskop lehrte, wurden nicht geahnt; namentlich wurde die Sphärolithbildung innerhalb der Mandelsteine damals gar nicht in das Bereich der Möglichkeit gezogen. Bei ferneren Untersuchungen über Diabas-Mandelsteine mit primärer, kugeliger Absonderung wird indess darauf zu achten sein, wie das Material in den äussersten Kugelschalen sich zu dem aus centralen Gesteinspartieen verhält; ob die Sphärolithbildung namentlich allmählich von Aussen nach Innen abnimmt und die mehr oder minder vollendete Form dieser Gebilde damit im Zusammenhang steht.

Bei Bildung der glasigen Basis sowohl, als auch bei der Entstehung der Sphärolithe übten entschieden die Blasenräume in den Diabas-Mandelsteinen, sowie deren Menge einen merklichen Einfluss aus. Ihr Vorhandensein ist unzweifelhaft in der schnelleren Abkühlung des gesammten Gesteinsmagmas begründet; deshalb

scheinen sie indirekt die Entstehung jener Strukturformen bewirkt zu haben.

Wenn die Bildung der Sphärolithe als ein Ergebniss der ungestörten Attraction anzusprechen ist, so musste dieselbe Kraft auch im Grossen wirken. Es geschah nicht nur die Zusammenballung und Verdichtung des Magmas zu unzähligen kleinen Kugelgebilden, den Sphärolithen, sondern dieselben zogen sich auch gegenseitig an und so wurde ein gewisser Complex des erstarrenden Magmas um ein bestimmtes Centrum angeordnet; eine Gesteinskugel in unserem Mandelstein war alsdann vollendet. So ist eine gewisse Abhängigkeit zwischen Sphärolithbildung und primärer Kugelabsonderung bei den Diabas-Mandelsteinen nicht zu leugnen; beide Strukturformen scheinen sich in der Regel zu bedingen.

Unsere Studien über Diabas-Mandelsteine haben folgendes Hauptresultat ergeben. Die Sphärolithbildung ist in dieser Gesteinsart eine sehr häufige Erscheinung. Der Einfluss von Contactwirkung ist bei ihrer Entstehung ausgeschlossen; ihre Bildung ist vielmehr in einer plötzlichen Abkühlung des Magmas zu suchen, wobei andere Ursachen als die Contactmetamorphose gewirkt haben.

Die Anwendung dieser Schlussfolgerungen auf die Entstehung der Variolen in den Diabas-Varioliten soll der Gegenstand einer besonderen Abhandlung bilden; in derselben sollen zugleich die Aehnlichkeiten zwischen Diabas-Mandelsteinen und Varioliten ausführlich geschildert werden.

Ueber Aufschlüsse älterer, nicht quartärer Schichten in der Gegend von Demmin und Treptow in Vorpommern.

Von Herrn **M. Scholz** in Greifswald.

Zum Zwecke der Auffindung brauchbaren, bis jetzt in Demmin nicht ausreichend vorhandenen Trinkwassers wurde im Jahre 1883 vom Ingenieur Hora aus Kiel bei der sogenannten alten Kaserne an der Ostseite der Stadt ein Bohrloch bis zur Tiefe von circa 315 Meter gestossen. Obwohl bei dem Gehalte der tieferen bei Greifswald und Stralsund erbohrten Bodenschichten [1]) an Soole und bei dem Vorkommen derselben bei Sülze in Mecklenburg und bei Golchen südwestlich von Demmin von vornherein auch in Demmin das Auftreten von Soole nicht unwahrscheinlich war, wurde doch bis zur genannten Tiefe vorgegangen, bis man durch den stetig nach unten zunehmenden Salzgehalt des erbohrten von der Unmöglichkeit des Auffindens besseren Wassers überzeugt wurde.

Das Bohrloch selbst ist mittelst Spülverfahrens hergestellt und zeigte das nachstehende Profil, welches sich nach den gütigen Mittheilungen des Herrn Freiherrn v. Bönigk und den durch denselben Herrn entnommenen und mir freundlichst überlassenen Bohrproben wenigstens annähernd construiren liess. Wo nach

[1]) M. Scholz, Geologische Beobachtungen an der Küste v. Neuvorpommern. Dieses Jahrbuch für 1882, S. 95 ff.

den vorhandenen Angaben eine schärfere Abgrenzung der einzelnen Schichten nicht zu ermöglichen, ist die betreffende Grenze mit ? bezeichnet. Ein officielles Bohrregister scheint nicht geführt worden zu sein, wenigstens ist bei den Magistratsakten nichts Derartiges aufzufinden gewesen.

No.	Gesteinsart	Tiefe in Metern	Mächtigkeit in Metern	Bemerkungen	
1	Gelber sandiger Lehm	0,0—7,0	7,0		Quartär
2	Blaugrauer Geschiebemergel	7,0—36,5	29,5	Kreideschollen-Einlagerung bei circa 30 Meter Tiefe	
3	Grand	36,5—36,8	0,3		
4	Dunkler sandiger Geschiebemergel	36,8—41,7	4,9		
5	Thon	41,7—53,3	11,6	Nach unten zu sehr sandig werdend	
6	Geschiebemergel	53,3—97,3	44,0	Nach unten zu stärkere Grandbeimischung. Wasserführende Sandschicht bei 81 m, Wasser bis 4 m unter Tage aufsteigend	
7	Fetter Thon	97,3—?110,0	? 12,7	Kalkhaltig	
8	Fetter Thon	?110,0—174,0	? 64,0	Kalkfrei. Einzelne erbsengrosse Braunkohlenstückchen. Grenze zwischen No. 7 u. 8 nicht näher festzustellen	Tertiär
9	Weisse Kreide	174,0—?195,0	? 21,0	Wasser bei 182 m noch von unten bis zu Tage steigend. In der bei 182,3 m entnommenen Probe einzelne Kreidestückchen und Flint. Nach den Untersuchungen des Herrn Altmüller in Demmin erste Andeutung von Soole	Kreide

No.	Gesteinsart	Tiefe in Metern	Mächtigkeit in Metern	Bemerkungen	
10	Gelblichweisse Kreide	?195,0—197,7	?2,7		Kreide
11	Harter Thon	197,7—198,7	1,0	Bläulichweisse Färbung des Bohrschlammes. Gehalt an $CaCO_3$	
12	Gelblichweisse Kreide	198,7—?207,1	?8,4	Harte Schicht bei circa 205 m	
13	Grünsand	?207,1—?213,5	?6,4	Stark kalkhaltig. Soole bei 255 m Tiefe 2,5 procentig, mit Spuren von $MgSO_4$ und $FeSO_4$ und mit 1,5 pCt. $MgCl_2$ (ALTMÜLLER).	
14	Gelblichweisse Kreide	?213,5—313,0	?99,5	Härtere, schwer zu durchbohrende dünne Schichten bei 248, 256 und bei 276 m. Bohrschlamm bei 283 m bläulichweiss gefärbt. Bei circa 300 m Soole von 3,5 pCt. Gehalt.	

Nach dem vorstehenden Profile sind demnach folgende Systeme im Untergrunde von Demmin vertreten:

I. Quartär, (Diluvium) 110 Meter mächtig und zwar in zwei deutlich von einander unterscheidbaren Flötzen von 34—35 resp. 44,0 Meter, im Liegenden jedes Flötz von dem in der Regel auf den Geschiebemergel folgenden Diluvialthonschichten begleitet, letztere wahrscheinlich die Ablagerungsprodukte des durch die glacialen Schmelzwässer bedingten Schlämmprocesses.

II. Tertiär, circa 64 Meter mächtig.

Für den Charakter als Tertiär spricht der Mangel an Kalkgehalt gegenüber dem Kalkgehalt sowohl der hangenden, als der liegenden Schichten. Die Thone erscheinen unter dem Mikroskope

grünlichgrau gefärbt, Foraminiferen liessen sich in deren Schlämmrückständen indessen nicht nachweisen, ebenso weisen die Bohr- resp. Schlämmprodukte sämmtlicher erbohrter Schichten mit den unten erwähnten wenigen Ausnahmen keinerlei andere insbesondere mikroskopische Einschlüsse organischen Ursprungs nach. Ihre Lagerung zwischen Quartär und Kreide, sowie der Charakter der zunächst liegenden bekannten Tertiärvorkommnisse südöstlich von Demmin und Treptow a./T. weisen darauf hin, dass sie ebenfalls zum Tertiär zu rechnen sind.

Diese Vorkommnisse sind ausser einem Auftreten blauer unter Wasser liegender Thone einige Kilometer östlich von Demmin, bei Siebeneichen, welche möglicherweise noch zum Quartär gehören, folgende:

1. Der Septarienthon von Pisede bei Malchin [1]).

2. Mühlenhagen, 23 Kilometer südöstlich von Demmin, Grube westlich vom Dorfe an der nach Treptow führenden Chaussee. Unter circa 2 Meter Spathsand liegt 1—2 Meter kalkhaltiger, also wahrscheinlich noch diluvialer Thon, auf welchen nach unten zu ein oben mehr grauer, feucht schwarz bis blau gefärbter, in der Tiefe heller werdender Thon folgt. Derselbe ist zum Theil blättrig, hat in seinen oberen Theilen nach unten zu fehlende Gypskrystalle und Septarien von graugelber Farbe im Inneren und braungelber äusserer Kruste. Auch finden sich in ihm schichtenartige, zum Theil wellig gebogene Einlagerungen eines gelben, thoneisensteinartigen Materials, vielleicht nur den Septarien entsprechende Absonderungen. *Leda Deshayesiana* war nicht aufzufinden, dagegen wurden mir als in diesem Thone vereinzelt gefunden, vom Ziegler verschiedene andere Tertiärconchylien, nach der gütigen Bestimmung des Herrn Beyrich *Pleurotoma rotata* Brocchi, *Cassis cancellata* Desh. und *Voluta Siemssenii* Boll übergeben. Ueber das Streichen und Einfallen der Schichten liess sich zur Zeit keine deutliche Einsicht gewinnen.

3. Stadt Treptow an der Tollense. Grube des Herrn Louis Geerds an der Ostseite der Stadt und der Tollense, am

---

[1]) E. Geinitz, Archiv etc. Mecklenburg 1883, S. 142.

Plateaurande. Unter Diluvialthon liegt ein 5—6 Meter mächtiger, Septarien führender, violet bis braun gefärbter Thon, in welchen Kuppen eines sehr dunklen blauschwarzen Thones (siehe unten) hineinragen.

Während die Septarien des ersteren keinen Schwefelkies auf ihren Klüften zeigten, besassen eigenthümliche, hellgraue, in ihrer Form an die Lias-Concretionen von Schönwalde bei Grimmen erinnernde kugelförmige Bildungen des dunklen Thones hin und wieder solche Ausscheidungen; indessen waren irgend welche Versteinerungen, wie sie in Schönwalde sehr häufig sind, in ihnen nicht aufzufinden. Das Einfallen des Septarienthones erfolgt mit etwa 20° dem Anscheine und den Angaben des Zieglers nach von SO.—NW., der darunter liegende schwarze Thon soll sich noch in der Richtung von O. nach W. unter der Tollense durchziehen.

4. Thalberg, etwa 1,5 Kilometer südlich Treptow. Das Vorkommen wird erwähnt in Boll, Geognosie der deutschen Ostseeländer 1846, S. 190 und zwar sind nach ihm an der dortliegenden Ziegelei erbohrt worden:

a) 23 Fuss Lehmmergel;
63 » schwarzgrauer, sehr fetter, mit Alauntheilen gemengter Thon;
15 » grauer, fester, mit Thon gemischter Sand.

b) an einer in der Nähe, nach N. zu belegenen Stelle:
8 Fuss Lehmmergel;
35 » 6 Zoll schwarzgrauer Alaunthon;
17 » Treibsand.

Gegenwärtig lassen sich in der Grube beobachten:

1. Diluvium (grandig-sandiger Lehm) 1—2 Meter, scheint discordant auf dem Tertiär zu liegen;

2. gelber Thon-Mergel 1—1,5 Meter;

3. gelber bis brauner, nach unten zu dunkler, und stellenweise grünlichgrau werdender Thon, kalkfrei, mit vielen Septarien, Gypskrystallen und zuweilen Bernsteinstückchen. Derselbe

führt *Leda Deshayesiana*, auch soll eine *Pleurotoma* sp. in ihm gefunden worden sein.

Allem Anscheine nach und nach den bestimmtesten Versicherungen des Zieglers stammten aus denselben Thonen, in der That wohl aber aus einer tieferliegenden, unter den gegenwärtigen Abbauverhältnissen der Grube nicht schärfer hervortretenden Schicht, Bruchstücke eines grossen, sehr schönen, mit wohl erhaltener Perlmutterschale versehenen Exemplars eines *Nautilus*, welcher nach den gütigen Mittheilungen der Herren Beyrich und Dames vortrefflich mit einem dem Berliner palaeontologischen Institut gehörigen Exemplare übereinstimmt, das von Boom aus den Rupel-Thonen stamme, und diejenige Form sei, welche Nyst als *Nautilus ziczac* Sow. angeführt hat, sich von dem ächten eocänen *Nautilus ziczac* aber durch etwas grössere Breite unterscheide, noch mehr aber durch denselben Charakter von *Nautilus Aturi* aus dem Miocän. Da man aber ersteren und letzteren bei Edwards auch als Varietäten einer und derselben Art aufgeführt finde, so könne man diese Form auch als eine breitere Varietät des eocänen ächten *Nautilus ziczac* Sow. betrachten, welche aber der eocänen Form näher stehe, als der jüngeren miocänen Art.

Ich verdanke die Ueberlassung des erwähnten *Nautilus* der Güte des Herrn Heidemann in Thalberg.

Denselben Thonen soll endlich noch die Spindel eines grossen Exemplars einer *Voluta* entstammen.

Das Einfallen des Thones ist nach den Angaben des Herrn Heidemann ein von SO.—NW. erfolgendes.

Aehnliche Verhältnisse weisen auch die im Jahre 1879 vom Königl. Fiscus gelegentlich der Uebernahme der Nordbahn von Herrn Steinbrink bis zur Tiefe von circa 16 Meter ausgeführten Bohrungen nach. In den Thalberger Thon sind muldenförmig weisse, kalk-, und dem Anscheine nach auch feldspathfreie Sande an der West- und Nordseite der Grube eingelagert.

Mit den eben genannten Punkten und mit einem früher von mir beobachteten Vorkommen von Septarien und Gyps in den Thonen von Jatznick nördlich Pasewalk schliesst die Reihe der in den südwestlichen, der neuvorpommerschen Küste parallel gehenden

Landstrichen bisher bekannt gewordenen tertiären Ablagerungen, und scheint also die Erstreckung derselben nach O. zu ein Ende zu finden.

An der Küste selbst (Greifswald und Stralsund) ist ihr Fehlen und zwar durch die tieferen Aufschlüsse constatirt. Zweifelhaft bleibt noch das Liegende der fetten Thone nördlich von Wolgast, welche in ihren oberen Theilen diluvialer Natur sind. Auch über den Charakter des gypshaltigen Thones von Wobbanz bei Putbus [1]), ferner desjenigen vom Lobber-Haken auf Mönchsgut und eines im südwestlichen Streichen von Lobbe liegenden, unten noch einmal zu erwähnenden Thones von der Insel Greifswalder Oie können noch Zweifel gehegt werden, obwohl sich bezüglich Lobbes in einer braunkohlenführenden, als Geschiebe in den grauen Diluvialmergel eingeklemmten Thonpartie [2]) ebenso *Leda Deshayesiana* vorfand, wie in einem fetten grünlichgrauen an der Ostküste von Hiddensoe bei Rügen in der Gegend von Kloster auftretenden, jetzt vermuthlich durch Küstenabstürze wieder verschütteten Thonlager, welches im vorigen Jahrhundert in Stralsund für eine Fayencefabrik ausgenutzt wurde. In der Linie Hiddensoe-Wobbanz-Lobbe-Greifswalder Oie würden wir also die Andeutungen von Tertiärlagern des Streichens NW. — SO. jenseits der nur von Diluvium bedeckten senonen Kreide Rügens besitzen, welche sich trennend zwischen den Ostmecklenburgisch-West-Neuvorpommerschen und den Ostrügen'schen Septarienthonen erhebt.

III. Kreide. Nach den vorliegenden Proben beginnt dieselbe in einer Tiefe von etwa 175 Metern und unterscheidet sich zunächst sofort von den darüber liegenden kalkfreien Tertiärthonen ausser durch das Auftreten von Flint durch ihren starken Kalkgehalt, welcher im Allgemeinen ein überwiegender ist und bei der Mehrzahl der Proben ein fast völliges Auflösen derselben in Säure bis auf einen thonigen Rückstand gestattet.

Grössere (makroskopische) Petrefakten waren in Folge der Anwendung des Spülverfahrens nicht zu erwarten. Meisselproben scheinen nicht gewonnen worden zu sein.

---

[1]) Mündliche Mittheilung des Herrn Cand. rer. nat. Bornhöft.

[2]) Vergl. Scholz, Mittheilungen aus dem naturwissenschaftlichen Verein von Neuvorpommern und Rügen. 3. Jahrgang 1873.

Auffällig wird bei mikroskopischer Betrachtung der erhebliche Gehalt an Foraminiferen und zwar der Gattungen *Globigerina* und *Textilaria*. Bei der verhältnissmässig geringen Quantität der genommenen Proben resp. der in dem davon beim Nachschlämmen bleibenden Rückstande enthaltenen Foraminiferen ist jedoch nach der Ansicht des Herrn Th. Marsson [1]) weder die Species sicher zu bestimmen, noch würde diese Bestimmung zu entscheidenden Resultaten führen, da sich diese Foraminiferen durch verschiedene Unterabtheilungen desselben Systems hindurch ziehen.

Wichtiger erscheint das Vorkommen mikroskopischer Organismenreste von bräunlicher Färbung (gegenüber den farblosen bez. durch Glauconitfüllung grün werdenden Foraminiferen-Schalen oder -Steinkernen), welche theils als länglich gestaltete, mit höckriger Oberfläche versehene walzenförmige Gebilde, theils als Bruchstücke von oblonger oder Trapezform erscheinen, an denen letzteren sich deutlich eine Art Rinde von einem inneren helleren Theile abhebt. Da beide nach Marsson entschieden weder Foraminiferen noch Bryozoen, wegen ihrer leichten Löslichkeit in Salzsäure auch keine Reste kieselschaliger Organismen sind, da sie endlich ihrer Kleinheit (erst eine 150fache Vergrösserung zeigt sie im scheinbaren Längendurchmesser von einigen Millimetern) auch kaum Bruchstücke etwa von sehr kleinen Belemniten sein können, so sind sie wahrscheinlich für Echinidenstacheln oder deren abgebrochene Spitzen zu halten. Als wichtig für ihre Beurtheilung erscheint der Umstand, dass ganz ähnlich aussehende mikroskopische Körper sich in der bei Greifswald erbohrten turonen Kreide vorfinden.

Wenn man also in Betracht zieht, dass sowohl nach W. hin, in Mecklenburg, in letzterem fast ausschliesslich, als im NO. von Demmin, bei Greifswald, turone Kreide vorkommt, so wird es sehr wahrscheinlich, dass die unter dem Tertiär bei Demmin durchteuften Schichten derselben ebenfalls beizurechnen sind, worauf auch die als charakteristisch für den Bohrschlamm hervorzuhebende

---

[1]) Vergl. dessen »die Foraminiferen der weissen Schreibkreide der Insel Rügen«. Mittheilungen aus dem naturw. Verein von Neuvorpommern und Rügen. 10. Jahrgang 1878, S. 115 ff.

gelbliche Färbung desselben (*Brogniarti* Pläner?) hindeutet. Ob vielleicht die zu oberst bei 174 Meter vorkommende weisse Kreide mit Flint als senone aufzufassen, lässt sich nicht feststellen, erscheint aber nicht wahrscheinlich.

IV. Andeutungen von älteren, in Demmin nicht mehr erreichten Schichten.

1. Die in Demmin erbohrten Kreideschichten würden auch unter den oben erwähnten Septarienthonen der Gegend von Treptow erwartet werden können. Indessen sind diese letzteren von Ablagerungen unterteuft, deren Charakter noch nicht näher festzustellen ist. Sie zeichnen sich zunächst durch ihr scharfes Absetzen gegen die Septarienthone, das kuppenförmige Hineinragen in dieselben und eine abweichende dunklere Färbung aus. In die Septarienthone erscheinen sie zuweilen wie hineingepresst; in Schichten fast senkrecht aufgerichtet neben den genannten Thonen oder in Adern und Schleifen in letztere hineingeschleppt. Mächtigkeit ist bedeutend, z. B. bei Stadt Treptow (Krankenhaus) durch Bohrung auf 125 Meter ermittelt. Als Einschlüsse findet man bei Stadt Treptow eigenthümliche, graue, Septarien-ähnliche Concretionen, welche an diejenigen des Liasthones von Schönwalde bei Grimmen [1]) stark erinnern, auch äusserlich den Schönwalder Muscheln in der Aufwachsungsgestalt ganz ähnliche Form besitzen, sonst aber die bei Grimmen noch erhaltene Schale nicht mehr besitzen, sondern gewissermaassen nur noch den thonigen Steinkern repräsentiren. Nur bei Stadt Treptow, nicht aber bei Thalberg und den übrigen Fundpunkten dieser Thone habe ich ein ähnliches Verhalten, wie auch die kugelige, bis zur Wallnussgrösse herabsinkende Form dieser Concretionen gefunden, von denen sich beim Zerschlagen eine äussere Schale ablöst. Manche derselben besitzen Aussonderungen von Pyrit, was den ächten Septarien von Treptow und Thalberg abgeht. Ob das Vorkommen von Pyrit auf den Klüften der auf der Greifswalder Oie von Bornhöft in einem dort vorkommenden hellgrauen fetten Thone beobachteten Gebilde ohne die bisher dort noch gänzlich fehlende

---

[1]) Berendt, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1874, S. 823.

Beobachtung von Petrefakten zur Parallelisirung der Oie-Thone mit denen von Schönwalde hinreicht, ist noch abzuwarten, und bis dahin ihre Hinzurechnung zu Liasthon [1]) mindestens eine sehr zweifelhafte, wenn schon das Vorkommen zahlreicher, dem mittleren Jura entstammender Diluvial-Geschiebeblöcke gerade an der Oie auf das nahe Anstehen einer, jedoch jüngeren Juraschichten angehörigen Ablagerung in der Nähe hindeutet. In Thalberg werden die unter den Septarienthonen vorkommenden schwarzen Thone ausdrücklich als frei von Septarien und sonstigen Einschlüssen bezeichnet, mit Ausnahme einzelner eisenschweren, dort sogenannten Krötensteine (jedenfalls nicht identisch mit den auf Rügen mit diesem Namen gegemeinten Steinkernen mancher Echiniden der senonen Kreide), von denen ich jedoch Belegstücke bis jetzt nicht erhalten konnte. Jedenfalls gehört eine Zugehörigkeit der schwarzen Thone zu den Liasthonen von Schönwalde nicht zu den Unwahrscheinlichkeiten. Bis zu einer näheren Feststellung des Alters derselben, welche vielleicht noch dem Tertiär zuzurechnen sind, obwohl sie nach den vorhin erwähnten bestimmten Angaben des Zieglers zu Thalberg nicht diejenigen Thonschichten sind, in welchen der obengenannte *Nautilus* gefunden wurde, (welche übrigens auch manchen des bei Greifswald erbohrten Gaultthone ähnlich sehen,) sei bezüglich ihres Vorkommens zunächst nur angeführt, dass sie ausser an den erwähnten Orten Mühlenhagen, Treptow und Thalberg auch im Thale der Tollense, 18 Kilometer südöstlich von Demmin, und zwar bei Tüchhut aufgeschlossen sind. In Thalberg werden sie als das beste Ziegelmaterial geschätzt.

2. In dem obengenannten Thone zweifelhafter Stellung, ebenso wie in dem bei Demmin erbohrten Tertiärthone ist ein Gehalt an Soole bis jetzt nicht nachgewiesen worden. Dagegen finden sich bei Demmin sofort mit dem Erreichen der Kreide, also unmittelbar unter den nicht quartären Thonen die ersten Andeutungen von Soole, welche jedenfalls tiefer liegenden Trias- oder Dyas-Lagern entstammt. Das Bohrloch zeigt also dasselbe Verhalten, wie in Greifswald und Stralsund [2]). Wahrscheinlich aus der grössten

[1]) E. Geinitz, a. a. O. S. 34.

[2]) M. Scholz, Geologische Beobachtungen etc. Jahrb. für 1882, S. 97 ff.

in Demmin erreichten Tiefe (Genaueres war hierüber nicht mehr festzustellen) ist eine Probe der Soole entnommen und im Auftrage der städtischen Behörde von Herrn Professor E. SALKOWSKY in Berlin untersucht worden. Die Ergebnisse der Analyse sind folgende:

In 1000 Cubikcentimeter Soole von 20° C. Temperatur sind enthalten:

Natron	16,69700 Gramm
Kali	0,01096 »
Kalk	1,31460 »
Magnesia	0,68950 »
Ammonici	0,02200 »
Chlor	21,56900 »
Brom	0,01939 »
Jod	0,00304 »
Schwefelsäure	0,05232 »
Salpetrige Säure	0,00473 »
Kohlensäure	0,27275 »
Kieselsäure	0,00280 »
Eisenoxyd und Thonerde (Lithion und Phosphorsäure in Spuren)	0,01280 »
zusammen	40,67097 Gramm.

Nach der üblichen Weise nach Salzen gruppirt, ergiebt nach SALKOWSKY die Soole folgende Zusammensetzung:

In 1000 Cubikcentimeter Soole von 20° C. Temperatur sind enthalten:

Chlornatrium	31,49327 Gramm
Bromnatrium	0,02496 »
Jodnatrium	0,00359 »
Chlorcalcium	0,01734 »
Chlormagnesium	1,63471 »
Chlorammonium	0,06257 »
Salpetrigsaures Ammoniak . . .	0,00797 »
Chlorcalcium	1,85082 »
Latus	35,09523 Gramm

Transport	35,09523	Gramm
Schwefelsaurer Kalk	0,08894	»
Kohlensaurer Kalk	0,62105	»
Eisenoxyd und Thonerde (enthält etwas Phosphorsäure)	0,01280	»
Kieselsäure	0,00280	»
zusammen	35,82082	Gramm.

Berechnet man nach Salkowsky den Brom- und Jodgehalt als an Magnesium gebunden, wie dies gerade bei Mineralwässern vielfach geschieht, z. B. auch bei der (älteren) Löwig'schen Analyse der Kreuznacher Soole, welche neben sehr viel NaCl (9,48936 pCt.) weniger an MgBr 0,03619, an MgJd 0,00455 pCt. enthält, so bekommt man folgende Zahlen:

Chlornatrium	31,50885	Gramm
Chlorcalcium	0,01734	»
Chlormagnesium	1,62206	»
Brommagnesium	0,02327	»
Jodmagnesium	0,00333	»
Chlorammonium	0,06257	»
Salpetrigsaures Ammoniak . . .	0,00797	»
Chlorcalcium	1,85082	»
Schwefelsaurer Kalk	0,08894	»
Kohlensaurer Kalk	0,62105	»
Eisenoxyd und Thonerde (etwas Phosphorsäure-haltig)	0,01280	»
Kieselsäure	0,00280	»
zusammen	35,82177	Gramm.

Wenn man hiermit die Zusammensetzung der Greifswalder Soole [1]) vergleicht, so stellt sich die Aehnlichkeit beider heraus, für Greifswald jedoch schon bei einer Tiefe einiger, für Demmin erst bei der Tiefe von mindestens 300 Metern, während sie an

[1]) Nach Schwanert mitgetheilt l. c. S. 97. Statt der druckfehlerhaften Angabe »in 100 Gramm« ist selbstverständlich »in 1000 Gramm« zu lesen.

letzterem Orte überhaupt erst nach Erreichung der Kreide, bei 255 Meter, in einer Stärke von 2,5 pCt. und durch die undurchlässigen Thone des Tertiärs vom Aufsteigen zurückgehalten, gefunden wird.

Dass aber ein Aufsteigen bis ganz zu Tage, wie bei Greifswald, auch in der Gegend von Demmin vorkommen kann, beweist, abgesehen von dem historisch erwähnten, heute aber nicht mehr auffindbaren Soolbrunnen bei Eichholz-Demmin, die Salzstelle von Golchen, etwa 7 Kilometer südöstlich Demmin, ein etwa $^1/_4$ Hektare grosser, unfruchtbarer Fleck, sich als schwache Einsenkung am Rande des Diluvialplateau's kennzeichnend. Ueber die Stärke dieser Soole war nichts Näheres in Erfahrung zu bringen.

Die genannten Vorkommnisse auf der von NO. nach SW. laufenden Linie Reddevitz (südöstlich Rügen)-Greifswald-Demmin-Gülitz bei Malchin (indessen auch die NW.—SO.-Linie Ribnitz-Sülze-Demmin-Golchen hervorhebenswerth), sind aus den schon früher angeführten Gründen [1]) zur Zeit noch nicht zu weitergehenden Folgerungen verwendbar.

---

[1]) a. a. O. S. 114.

Ueber die Trias-Mulde zwischen dem Hunsrück und Eifel-Devon.

Von Herrn **H. Grebe** in Trier.

(Mit einer Uebersichtskarte. Hierzu Tafel XXVIII.)

Seitdem die Abhandlung »über das Oberrothliegende, die Trias u. s. w. in der Trierschen Gegend« nebst der geologischen Uebersichtskarte (Taf. XII) im Jahrbuche der Königl. geologischen Landesanstalt für 1881 erschien, ist das Gebiet N. und NW. von Trier, welches vorherrschend Trias und zum kleineren Theil auch unteren Jura einschliesst, bis zum Rande des Eifel-Devons auf Grund der Messtischblätter im Maassstabe von 1 : 25000 weiter bearbeitet worden. Damit ist die Partie von Trias- und Jura-Gesteinen, welche sich in die Devonbucht N. von Trier einschiebt und die als eine grosse Mulde erscheint, speziell untersucht und auf der hier beigegebenen Uebersichtskarte im Maassstabe von 1 : 160000 zur geologischen Darstellung gelangt. Nur das untere Glied der Trias, der Buntsandstein, erstreckt sich weiter über das Devon zu beiden Seiten der Kyll bis in die Gegend von Mürlenbach und östlich noch eine kurze Strecke über den Salmbach fort. Dann tritt weiter nördlich derselbe noch in einzelnen Schollen bei Gerolstein, Hillesheim und Blanckenheim auf, bis er in der Gegend von Call wieder in grösserer Ausdehnung erscheint.

Der südliche Theil dieser Mulde ist zwar schon auf Taf. XII im Jahrbuch für 1881 im gleichen Maassstabe zur Darstellung ge-

langt, indess schien es doch von grösserem Interesse, zur besseren Uebersicht jetzt die ganze Mulde zur Anschauung zu bringen, um so ein zusammenhängendes Bild derselben zwischen dem Hunsrück und Eifel-Devon mit den so überaus häufigen Gebirgsstörungen zu erhalten. Es sind auch im südlichen Theile einige Verbesserungen der Karte gemacht, Verwerfungen genauer festgestellt und genauere Eintheilungen namentlich der Keuperschichten W. und NW. von Trier, sowie bei Bitburg vorgenommen worden. — In den folgenden Mittheilungen kann es nicht umgangen werden, dass manches wiederholt wird, was in den Erläuterungen zu Taf. XII, Jahrbuch für 1881, bereits angeführt wurde, zum Vergleich der Entwickelung der Schichten und deren lithologischer Beschaffenheit, sowie der Zerreissung durch Klüfte im nördlichen und südlichen Muldenflügel.

Die Trias- und Jura-Gesteine in dieser grossen Mulde zwischen dem Hunsrück- und Eifel-Devon bilden ein Hochplateau, das sich im Allgemeinen 1000 bis 1200 rh. Fuss über die Meeresfläche oder 600 bis 800 Fuss über das Moselthal bei Trier erhebt und welches den südlichen Theil, die südliche Vorstufe, der Eifel bildet. Der Buntsandstein steigt auf der NW.- und N.-Seite weiter an und bedeckt einzelne Devonkuppen von über 1600 Fuss Höhe; dann tritt aber bald die Devonische Eifel in ausgedehnten Rücken und Kuppen hervor, die sich 2 bis 3 Kilometer von der Buntsandsteingrenze entfernt schon bis zu 2000 Fuss erheben. Auch auf der SO.-Seite der Mulde steigt das Devon auf der rechten Seite der Mosel nach dem Hochwald (SW.-Theil des Hunsrück) hin bald über 1000 Fuss an. Gegen W. reicht das zur Darstellung gebrachte Gebiet bis zur Our (Grenzfluss zwischen preuss. und luxemburg. Territorium) östlich bis zum Salmbach. Dieses von W. nach O. auf fast 40 Kilometer sich ausdehnende Hochplateau, das besonders im östlichen Theile mit ausgedehnten tertiären Bildungen bedeckt ist, wird durch mehrere Flüsse und grössere Bäche in kleinere Plateau's getrennt, die dann nach den Thälern hin terrassenförmige Abstufungen, meist mit diluvialer Bedeckung, zeigen. Die grösseren Wasserläufe kommen sämmtlich aus der hohen Eifel und verlaufen im allgemeinen von N. nach S. zur Sauer und

Mosel. Westlich sind es die Our, welche bei Wallendorf, die Enz (Nebenfluss der Prüm) und die Prüm, welche, nachdem sie bei Irrel die Niems aufgenommen, bei Minden sich in die Sauer ergiessen. Oestlich durchschneidet die Kyll, welche nördlich der Schneifel oberhalb Kronenberg entspringt, von St. Thomas ab bis Ehrang die Trias-Mulde. Die ausgedehnteren und breiteren Plateau's liegen zu beiden Seiten der Kyll namentlich in ihrem unteren Laufe; dieselben sind vielfach durch kleine Wasserläufe eingeschnitten. Im westlichen Theile des Gebietes sind die Plateau's zwischen der Niems, Prüm, Enz und Our viel schmäler und in ihrer Längenausdehnung auch häufig von grösseren und kleineren Thalschluchten durchfurcht.

Am SO.-Rande der Trias-Mulde bildet von Conz aus bis zur Quinthütte die Mosel in der Richtung von SW. nach NO. die Grenze. Auf dieser Strecke treten auf der rechten Seite der Mosel die steil aufgerichteten Schichten von Unterdevon hervor, in die sie unterhalb Schweich einschneidet. Schon von Ruwer ab lagert Oberrothliegendes sich an das Devon und setzt am NW.-Rande desselben bis zum Alfthale fort. Von Wittlich aus springt eine Partie Eifeler Devon zungenförmig bis Naurath N. von Schweich vor, so dass eine zweite, aber viel kleinere Bucht im Devon erscheint, in der das Oberrothliegende muldenförmig abgelagert ist. Der Buntsandstein zieht sich nur noch in einem schmalen Streifen in diese Mulde bis zum Salmbach. Das Oberrothliegende unterteuft den Buntsandstein fast bis zum linken Kyllufer bei Ehrang und scheint sich als Unterlage unter demselben gegen NW. nicht weit mehr zu erstrecken, da an der Kyll aufwärts, 4—5 Kilometer oberhalb der Bahnstation Cordel zu beiden Seiten der Kyll, namentlich im Bahneinschnitt, Devonschichten auftreten, die unmittelbar von Buntsandstein bedeckt sind. Auch am N.-Flügel der Trias-Mulde war nirgends eine Spur von Oberrothliegendem zu entdecken und lagern die Schichten des Buntsandsteins ebenfalls unmittelbar auf dem Devon.

An der Kyll senken sich die Buntsandsteinschichten oberhalb Philippsheim mit geringem Einfallen von 5—10 Gr. gegen NW. unter die Thalsohle, — 6 Kilometer weiter oberhalb bei Erdorf

treten dieselben Schichten wieder hervor, ebenfalls mit geringem Einfallen, aber nach SO. Die starke Einsenkung der Schichten in beiden Muldenflügeln ist weniger dem Einfallen derselben zuzuschreiben, als vielmehr den grossen, meist parallel verlaufenden Verwerfungen, durch welche die Schichten im südlichen Flügel meist nach NW. und im nördlichen meist auf der SO.-Seite derselben eingesunken sind. Ein stärkeres Einfallen im ganzen Südflügel, als 5—10 Gr. nach NW., und im Nordflügel bis 10 Gr. nach SO. konnte nicht wahrgenommen werden, es sei denn in unmittelbarer Nähe der Klüfte. Zwischen Philippsheim und Erdorf reichen die Schichten des Hauptmuschelkalkes fast bis zur Thalsohle herab. An der Niems liegt das Tiefste der Mulde zwischen Wolsfeld und Niederweis, an der Prüm zwischen Irrel und Holzthum, an der Sauer zwischen Echternach und Bollendorf und bestehen hier die Thalgehänge aus mittlerem Keuper; eine Linie etwa von Weilerbach a/Sauer über Alsdorf a/Niems nach Metterich auf der linken Seite der Kyll bezeichnet das Muldentiefste. Dann zeigt sich eine bedeutende Einsenkung der Gebirgsschichten in der Mulde in der Richtung von NO. nach SW. Der obere Buntsandstein auf den 1000 bis 1200 Fuss hohen Plateau's zu beiden Seiten der Kyll in der Nähe von Kyllburg liegt bei Erdorf nur noch 600 bis 800 Fuss über der Meeresfläche. Weiter gegen SW. in 10—12 Kilometer Entfernung treten im Muldentiefsten an der Niems Schichten von mittlerem Keuper bei 680 Fuss an den Thalrändern hervor und bei Weilerbach zu beiden Seiten der Sauer bei 500 Fuss Meereshöhe. Die untere Abtheilung des Muschelkalks, der Muschelsandstein, reicht gegen NO. nur wenig über Kyllburg hinaus, eine Linie von Steinborn nach Seffern bezeichnet seine nördliche Grenze. Der Hauptmuschelkalk reicht in einzelnen Schollen bis zu einer Linie von Gindorf nach Bickendorf, der Keuper tritt von dieser Linie 2 bis 3 Kilometer nach SW. zurück und die unteren Juraschichten reichen kaum bis zur Bedhard, SW. von Bitburg. Von dem Muldentiefsten dehnt sich der nördliche Muldenflügel auf eine Länge von 15 Kilometer bis zum Devonrande der Eifel und der südliche auf eine solche von 25 Kilometer bis zum Devon bei Trier aus.

Der Buntsandstein lehnt in einer von SW. nach NO. streichenden annähernd geraden Linie an das Eifeldevon und es hat diese Grenzlinie zwischen Buntsandstein und Devon eine fast parallele Richtung mit der im südlichen Muldenflügel, zwischen Conz und der Quinthütte. Von Hamm a/Prüm nimmt die Grenzlinie eine nördliche und dann eine nordöstliche Richtung nach der Kyll hin an. Hier erscheint der Buntsandstein in grosser Ausdehnung, indem er noch über 10 Kilometer östlich von der Kyll fortsetzt, während er am Devonrande zwischen Hamm und Vianden ein nur wenige Kilometer breites Band bildet. Hier verläuft, 2 bis 3 Kilometer vom Devonrande entfernt, durch den Buntsandstein eine Verwerfung von der Our nach der Prüm, so dass zunächst ein schmaler Streifen davon sich zeigt mit wenigen Schollen von Muschelsandstein. 1—2 Kilometer südöstlich verläuft in gleichem Streichen von der Our nach der Prüm eine zweite Kluft und ist der Buntsandstein zwischen beiden Klüften schon mehrfach mit Muschelsandstein bedeckt. Zwischen dieser zweiten und der folgenden fast gleich streichenden Kluft sieht man den Buntsandstein nur noch an den Rändern der tief eingeschnittenen Thäler der Our, des Gaibaches, der Enz und des Eschbaches bei Oberweis. Im Prümthale schneidet ihn eine von Brecht in nördlicher Richtung verlaufende Kluft gegen Osten ab und liegen auf der östlichen Seite derselben an zwei Stellen ganz kleine Schollen von Buntsandstein. Die Partie auf der westlichen Seite der Kluft hat auch nur eine Breite von 500—800 Metern.

Auch im nördlichen wie im südlichen Muldenflügel und an der Saar sind zwei Abtheilungen zu unterscheiden, der Vogesensandstein und Voltziensandstein.

Der Vogesensandstein kommt hier in der horizontalen Ausdehnung sowohl als auch in seiner Mächtigkeit bei weitem nicht so entwickelt vor, wie an der unteren Kyll, Mosel und Saar, wo er 150—180 Meter mächtig zu Tage tritt. Oberhalb Kyllburg, wo er den Devonschichten auflagert, ist seine Mächtigkeit nur 60—70 Meter, weiter westlich bei Outscheid kaum mehr 30—40 Meter. An der Basis treten meist sehr grobe Conglomerate auf, wie das recht deutlich an der neuen Strasse von St. Thomas

nach Densborn zu sehen ist. Hier ruhen dieselben 6—7 Meter entblösst auf steil aufgerichteten Devonschichten und bestehen die durchschnittlich faustgrossen Gerölle aus Grauwacke und Quarz, einzelne erreichen $^1/_2$—1 Kubikfuss Dicke. Sehr grobe und mächtige Conglomerate kommen in einer Kiesgrube bei Outscheid vor, und weiter westlich sind sie zwischen der Enz und Our verbreitet. Die Geschiebestücke sind meist ausgewittert und bedecken in grosser Verbreitung die Felder; man ist oft versucht, dieselben für diluviale Absätze anzusehen, zumal wenn der Boden eine gelbe Färbung annimmt, indess finden sich doch oft Stellen, wo mit den Geröllen eine intensiv rothe Färbung erscheint, wie sie dem Buntsandstein eigenthümlich ist, und überdies kommen in der Gegend von Obersgegen Kiesgruben vor, in denen sehr grobe und leicht zerfallende Conglomerate mit schmalen Schichten von grobkörnigem, hellrothem Sandstein wechsellagern. Ein minder grobes Conglomerat zeigt sich an manchen Localitäten auch nahe unter der Grenze gegen den oberen Buntsandstein. Die Farben des Vogesensandsteins sind roth, röthlichweiss und weiss. Im Kyllthal unterhalb St. Thomas zeigt er die charakteristische bunte Färbung, indem rothe Schichten mit helleren und weiss gefärbten abwechseln. Er hat ein mittleres Korn, die Quarzkörner sind theils rund, theils eckig, oft glitzernd, ist fast frei von Glimmer und das Bindemittel tritt meist sehr zurück, so dass die Quarzkörner nur einen geringen Zusammenhalt haben. Ueberhaupt hat das Gestein eine geringe Festigkeit und wird kaum zu Werksteinen verwandt.

Der obere Buntsandstein (Voltziensandstein) zeigt im nördlichen Theile der Mulde eine grosse Entwickelung. Es hat sich bei den geologischen Spezialuntersuchungen an der Saar und Mosel ergeben, dass seine Mächtigkeit von Süden nach Norden eine immer grössere wird; sie wurde an der oberen Saar auf höchstens 25 Meter ermittelt, an der unteren Saar, Mosel und Kyll steigt sie schon auf 50 Meter; in der Gegend von Kyllburg, wo der Voltziensandstein zu beiden Seiten der Kyll am ausgedehntesten vorkommt, und weiter westlich an der Niems, Prüm und Enz kann man seine Mächtigkeit zwischen 80 und 100 Meter

annehmen, wenn man die obere Abtheilung des Buntsandsteins mit den feinkörnigen glimmerreichen Sandsteinen beginnen lässt, an deren Basis meist Bänke von bläulicher und violetter Färbung auftreten. Die Grenze zwischen der oberen und unteren Abtheilung ist hier weniger scharf wie im südlichen Gebiete, da die weissen Kiesel und Dolomitknauern gänzlich fehlen.

Der Voltziensandstein ist an der Kyll, Niems und Prüm vielfach durch Steinbrüche aufgeschlossen, welche ein sehr gutes Bau- und Bildhauer-Material liefern. Er bricht in grossen Quadern und sind in den unteren Lagen die Bänke oft $^1/_2$ bis 1 Meter stark. Mit denselben wechseln schiefernde, besonders glimmerreiche Schichten, die schon recht thonreich werden. Der Thongehalt nimmt nach oben zu, die Sandsteine werden dünnschiefrig, nehmen eine tief braunrothe Färbung an und wechseln an der Grenze gegen die folgende Abtheilung mit solchen von graulichweisser Färbung, die eine mergelige Beschaffenheit haben. Ausser den vorherrschend rothen und braunrothen Farben in den tieferen Lagen, kommen zuweilen auch weisse, seltener rostgelbe und grünlichgraue vor. Thongallen finden sich häufig in dem Gestein, dann Ausscheidungen von Mangan und oft Schalen von Braun- und Rotheisenstein, die an manchen Stellen so angehäuft sind, dass sie in Tagebauen gewonnen worden sind, besonders bei Steinborn, in der Nähe von Balesfeld und Mettendorf. Auch hier kommen im Voltziensandstein manchmal Ausscheidungen von Kupferlasur und Malachit vor; Reste von unbestimmbaren Pflanzen finden sich bei Wissmannsdorf, Brecht, Neidenbach, W. von Malberg und sehr häufig in den grossen Steinbrüchen von Kyllburg; hier in guten Exemplaren *Anomopteris Mougeoti; Equisetum arenaceum* und Bruchstücke von *Voltzia heterophylla.* Unbestimmbare Stengelfragmente finden sich auch an der untersten Mühle, oberhalb Erdorf und am Tunneleingang bei Wilsecker. An der Grenze gegen den unteren Muschelkalk gewahrt man bei guten Aufschlüssen eine bis $^1/_2$ Meter starke rothe Lettenschicht (Grenzletten).

Die Muschelkalkformation beginnt auch wie in dem südlichen Gebiete mit mergeligen und sandigen Schichten, die mit dolomitischen wechsellagern und nach oben sich zu Sandsteinen entwickeln.

Die untere Abtheilung des Muschelkalks, der Muschelsandstein, nimmt nächst dem Voltziensandstein die grösste Verbreitung ein. Ausser den oben erwähnten Schollen, die nahe am Devonrande zwischen den Parallelklüften den Buntsandstein bedecken, ist der Muschelsandstein an den Thalgehängen des Gaibaches und der Enz entblösst. Unterhalb Mettendorf reicht er 200—250 Fuss über die Thalsohle, dann tritt er südöstlich der Kluft, die 2 Kilometer unterhalb Mettendorf durch das Enzthal setzt, nur noch 50 Fuss über die Thalsohle; zwischen Brecht und der Kluft von Oberweis kommt er an den Ufern der Prüm zum Vorschein und geht hier bis 100 Fuss über die Thalsohle, und wo die Prüm unterhalb Wissmannsdorf das steile Gehänge auf deren linken Seite berührt, in einer ganz schmalen Partie, eingekeilt zwischen zwei Klüften, die bei der dichten Bewaldung leicht übersehen werden kann. Auf der Westseite der einen Kluft treten gleich Schichten von Voltziensandstein hervor, auf der Ostseite der zweiten solche von Trochitenkalk. Die hellgrauen, feinkörnigen Sandsteine zwischen den beiden Klüften führen die den Muschelsandstein bezeichnenden Versteinerungen. In grossen Partieen erscheint er auf dem Plateau zwischen der Prüm und Niems, zwischen dieser und der Kyll. Am weitesten ausgedehnt setzt er über das Plateau südöstlich von Kyllburg bis zum Kailbach fort, und es findet sich östlich von Oberkail die letzte Scholle zwischen zwei Klüften. Einzelne solcher Schollen auf dem Voltziensandstein erscheinen bei Seffern; bei Malberg ruht am Fusse des Hardtbergs, 60 Fuss unter dem Plateau desselben, das aus Voltziensandstein besteht, eine eingesunkene Partie von Muschelsandstein, die östlich durch eine Kluft abgeschnitten ist. — Derselbe markirt sich gewöhnlich über den kleinen Vorplateau's, die der Voltziensandstein häufig bildet, durch ein steiles Ansteigen des Terrains, so dass man, wenn auch keine Aufschlüsse vorhanden sind, seine untere Grenze gut feststellen kann.

Der Sandstein ist meist in Bänken von $^1/_4$—$^1/_2$ Meter Stärke abgesondert und wechselt mit schmalen mergelig-kalkigen und dolomitischen Schichten, ist auch oft dünnschiefrig. Seine Farben sind graulichweiss, schmutzigweiss, gelb und röthlichgrau. An

einigen Stellen zeigt er dieselbe braunrothe Färbung wie der Voltziensandstein und denselben Glimmer-Reichthum.

Versteinerungen kommen darin überall vor und sind einzelne Localitäten besonders reich an solchen; Steinkerne sind häufig ausgewittert und bedecken die Felder. Solch' reiche Fundstätten sind die Höhe zwischen Kyllburg und Etteldorf, die Höhe zwischen Malbergweich und Staffelstein und die Höhe, auf der das Signal Staffelstein steht; auch am Wege von da nach Seffernweich sind sie sehr verbreitet, sowie am Wege von Fliessem nach der untersten Mühle an der Kyll und weiter westlich in der Gegend von Brimingen, dann zwischen Hüttingen und Körperich. Meist finden sich *Myophoria vulgaris*, *Gervillia socialis*, *Lima lineata*, *L. striata*, *Pecten discites*, *P. laevigatus*, *Terebratula vulgaris*, *Myacites anceps*, *Turritella obsoleta*, *Natica gregaria*, *Nucula elliptica*, *Rhizocorallium*, oft auch Saurierreste; dann auch Pflanzen, aber in unbestimmbaren Stengelfragmenten. — Die Mächtigkeit des Muschelsandsteins erreicht 80 Meter. — Die obere (dolomitische) Zone, die an der Saar bis 6 Meter mächtig auftritt und die durch grauliche und gelbliche, dichte und zellige Dolomite bezeichnet ist, verschwindet gegen N. mehr und mehr, und sind diese Schichten nur an wenigen Stellen schwach vertreten und führen auch hier Spuren von *Myophoria orbicularis*, nämlich östlich der Kyll auf der Höhe zwischen Baden und Orsfeld, bei Oberweis u. a. O.

Die mittlere Abtheilung des Muschelkalks stellt sich in fast gleicher Entwickelung und in der gleichen Mächtigkeit wie im Südflügel der Mulde und wie an der Saar dar; an der Basis sind es bunte, rothe, braune und röthlichgelbe Thone und Mergel, dann folgen oft recht intensiv rothgefärbte, glimmerreiche sandige Schichten, manchmal Sandsteinbänkchen, die im südlichen Gebiete kaum zu erkennen sind, und weiter nach oben bis zu 12 Meter Mächtigkeit graue und schwarze dünnblättrige mehr oder weniger mergelige Schieferthone (reich an Steinsalz-Pseudomorphosen), die weiter im Hangenden mit festeren graulichweissen und gelblichen Mergelkalkbänken wechseln.

Während der Voltziensandstein und Muschelsandstein hier meist grössere Plateau's einnehmen, erscheint der mittlere Muschel-

kalk nur auf kleineren oder bildet die flachen Gehänge an den steilen Rändern des Hauptmuschelkalks. An der Our reicht er von Ammeldingen hinab bis zu ihrer Mündung in die Sauer, im Enzthale bis zum Dorfe Enzen, im Prümthale dehnt er sich von Brecht bis Bettingen aus, im Niemsthale bildet er oberhalb und unterhalb Rittersdorf die Thalränder; östlich und westlich von Bickendorf an der Niems liegt er schon 150—200 Fuss über der Thalsohle in Folge von Verwerfungen. — An der Kyll zieht er sich nordwestlich und nordöstlich von Erdorf auf die Plateau's hinauf, die 400 Fuss über der Kyll liegen. Bei Badem und nördlich von Gindorf befindet er sich zwischen zwei Klüften in einem höheren Niveau als der Hauptmuschelkalk, südlich von Gindorf und Badem, und da seine unteren Schichten oft wie die bunten Mergel des Keupers aussehen, so könnte man, wenn man nicht auf die Verwerfungen achtet, leicht glauben, es trete hier Keuper auf, um so mehr, da Steinsalz-Pseudomorphosen im mittleren Muschelkalk sowohl wie in dem bunten Keuper Mergel vorkommen. Gypslager finden sich in den oberen Partieen an zwei Stellen bei Wallendorf, an zwei Stellen bei Enzen und zwischen Bettingen und Oberweis zu beiden Seiten der Prüm. Die Gypsgewinnung an diesen Localitäten ist seit einigen Jahren eingestellt worden und lässt sich über die Mächtigkeit der Lager keine weitere Angabe machen. Am sogenannten Kopp bei Bickendorf tritt der Gyps in einzelnen Stücken zu Tage aus.

An der Grenze gegen die folgende Abtheilung erscheinen graulichweisse, dichte, dünngeschichtete dolomitische Kalke (Lingulakalke), aber in geringerer Entwickelung als an der Mosel und Saar; am deutlichsten sind sie aufgeschlossen rechts der Strasse von Minden nach Echternach, nahe unter den Trochitenkalkbänken und führen hier grosse Exemplare von *Lingula tenuissima*.

Die ganze Abtheilung ist durchschnittlich 70 Meter mächtig.

Der obere Muschelkalk besteht vorherrschend aus Kalkstein und Dolomit und bildet wie auch im südlichen Gebiete den Hauptmuschelkalk. Er ragt im Our- und Enzthale bis auf 4 Kilometer an den Devonrand, nähert sich im Prümthale demselben noch mehr, indem er in einzelnen Schollen an Verwerfungen

stösst. Die Partie von oberem Muschelkalk, welche bei Biersdorf an die nördlich streichende Verwerfung anlehnt, liegt nur 600 Meter vom Devonrande. In gleicher Höhe ruht eine kleine Scholle desselben auf dem Plateau zwischen der Niems und der Kyll. Einzelne Partieen, meist mit tertiärer Bedeckung ragen S. von Gindorf und Badem 500 Fuss über das Kyllthal. Dass er zwischen Hüttingen und der nächsten Kluft an der Kyll aufwärts fast bis zur Thalsohle gesunken ist, wurde bereits erwähnt. Südlich der Hüttinger Kluft liegt der obere Muschelkalk wieder 360 Fuss über dem Kyllthal.

Im Niemsthale unterhalb Wolsfeld tritt er erst wieder südlich der Verwerfung von Niederweis hervor, die ihn auch an der Sauer unterhalb Echternach abschneidet. Am weitesten erstreckt er sich im Prümthale von Hermesdorf bis unterhalb Holzthum. Im unteren Enzthale bis Enzen hin hat er sich bis zur Thalsohle gesenkt, oberhalb Enzen bildet er die steilen Plateauränder und liegen die Muschelkalkplateau's mit jüngeren Bildungen bedeckt 350 bis 550 Fuss über der Enz. Am Römerberg zwischen Ammeldingen und Niedersgegen liegt der Hauptmuschelkalk 600 Fuss über der Our; an der Mündung des Gaibaches in die Sauer senken sich seine Schichten bis zur Thalsohle herab und bilden bis Dillingen die unteren Thalränder, dann verschwindet er auf circa $^1/_2$ Kilometer und tritt zwischen den beiden Verwerfungen, die oberhalb und unterhalb Bollendorf durch das Sauerthal setzen, nur 30 Fuss über die Thalsohle und ist auch am Fleisbach N. von Bollendorf auf fast 2 Kilometer Länge aufgeschlossen. Im nördlichen Gebiete unserer Triasmulde hat der Hauptmuschelkalk an Mächtigkeit sehr abgenommen; an der Mosel und Saar hat die untere Abtheilung desselben, der Trochitenkalk, eine Mächtigkeit von 80 Meter und die obere, der Nodosenkalk, eine solche von 30—40 Meter. Hier schwindet dieselbe auf 40—60 Meter, wovon auf die untere Abtheilung etwa 25—35, auf die obere im Durchschnitt 15—25 Meter kommen.

Zwischen beiden Abtheilungen fehlt in diesem wie auch in dem südlichen Gebiete eine scharfe Grenze, sie wurde da gezogen, wo die *Encriniten*-Stielglieder, die in dem Trochitenkalk allerwärts

vorkommen, aufhören. Derselbe ist dicht und krystallinisch, oft glaukonitisch, zuweilen auch oolithisch, hell- und aschgrau gelblich und blauschwarz gefärbt, in Bänken von $^1/_4$ bis $^1/_2$ Meter abgesondert. Ausser *Encrinus liliiformis*, wovon an zwei Stellen Reste der Kronen sich fanden, treten thierische Reste nur spärlich auf, *Gervillia socialis, Myophoria vulgaris* und besonders in den oberen Lagen *Terebratula vulgaris*, letztere in grösserer Menge an der Gaibachmündung, am Steffeshof bei Mettendorf und an der Mindener Lay; auch Pflanzenreste sind vorhanden; am Grundhof oberhalb Bollendorf wurde ein Stengelfragment angetroffen von $1^1/_2$ Meter Länge und 5 Centimeter Breite.

Der Nodosenkalk kommt meist in plattenförmiger Absonderung vor, Platten von 12—15 Centimeter Dicke, deren Oberfläche oft wulstig und knotig ist, wechseln mit mergeligen Schichten, oft nimmt man eine bis 30 Centimeter mächtige Schicht von grauen dünnblättrigen Schieferletten zwischen den Bänken wahr. Vielfach tritt ein körnig krystallinischer, dolomitischer Kalkstein auf, sonst ist das Gestein meist von dichter Beschaffenheit, lichtgrau und röthlichgrau, an der Oberfläche auch roth gefärbt und gefleckt. Drusen mit Bitterspath erfüllt sind eine gewöhnliche Erscheinung. Es kommen hier dieselben thierischen Reste ausser *Encrinus liliiformis* vor; nicht selten *Saurier* und Fischreste. *Ceratites nodosus* hat sich nirgends in diesen Schichten gezeigt, nach STEININGER soll dieses Petrefact bei Echternach und nach BENECKE bei Ettelbrück vorgekommen sein.

Schon in der Bitburger Gegend traten in dem oberen Muschelkalk vereinzelte Quarzgerölle auf; sie kommen nach W. hin in den obersten Lagen häufiger vor und nimmt man stellenweise unmittelbar an der Grenze gegen den Keuper conglomeratische Kalkschichten wahr; dies ist recht deutlich zu sehen am Wege von Oberweis nach dem Altenhof. K. SCHNEIDER führt in seiner Abhandlung[1]) an, dass in dem Muschelkalk an der Kyll überall Gerölle eines weissen Quarzes vorkämen, bisweilen würden sie grösser und häuften sich zu einer besonderen Conglomeratschicht

[1]) Studien über Thalbildung aus der Vordereifel (Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1883, Heft 1).

an, eine solche könne man am Anstiege von Erdorf nach Metternich beobachten. Mir ist es nicht gelungen, weder hier noch an einer anderen Stelle zu beiden Seiten der Kyll und Niems eine Conglomeratschicht im oberen Muschelkalk aufzufinden. An der von Schneider bezeichneten Stelle liegen wohl lose Quarzgerölle, die von dem Plateau, das mit Kies bedeckt ist, herabgerollt sind, auch sind hier mitunter Geschiebe durch ein kalkiges Bindemittel verkittet, das so entstandene Conglomerat gehört aber dem Tertiär oder Diluvium an.

Der Keuper dehnt sich in unserer Mulde von dem Plateau von Metternich 5 Kilometer östlich von Bitburg in SW.-Richtung über die Niems, Prüm und Sauer aus. In dem südlichen Flügel nähert er sich, an die Igeler Verwerfung anlehnend, dem Devonrande, zwischen Conz und Trier, auf 4—5 Kilometer und kommt dann in einzelnen kleineren und grösseren Partieen auf den Muschelkalkplateau's zwischen oft parallel streichenden Klüften bis zur grossen Verwerfung von Echternach-Irrel vor. Auf der NW.-seite derselben hat sich der mittlere Keuper schon bis zu den Thalsohlen der Sauer, Prüm und Niems herabgesenkt. Zwischen beiden letzteren Flüssen ist er in grosser Breite entwickelt und reicht bei Hermesdorf a. d. Prüm bis nahe zum Devonrande der Eifel. Hier trennt ihn eine nördlich streichende Kluft von Buntsandstein und eine in Stunde 5 streichende schneidet ihn gegen N. ab. Sehr breit dehnt sich der Keuper von seinen unteren bis zu den obersten Gliedern in der Bedhard aus und senken sich weiter südlich die Schichten unter dem Luxemburger Sandstein ein. Zwischen der Prüm und Enz ragen die Keuperschichten bis zu den steilen Rändern des kleinen Plateaus des Hardtbergs, das aus Luxemburger Sandstein besteht. Auch unter den Rändern des Ferschweiler Plateaus zwischen der Prüm und der Sauer treten überall die Keuperschichten hervor.

Der untere Keuper (Lettenkohle) ist im südlichen Muldenflügel mehr entwickelt als im nördlichen, indem die ganze Mächtigkeit auf 10 Meter und darunter zusammenschrumpft. Hier muss bemerkt werden, dass auf Tafel XII im Jahrbuch 1881 die Lettenkohlenschichten sowohl in der Bitburger Gegend als

auch zwischen der Kluft von Wasserliesch und der von Echternach-Irrel eine zu weite Ausdehnung erhalten haben, bei späteren weiteren Untersuchungen wurde an manchen Stellen die obere Zone des unteren Keupers, der Grenzdolomit, bedeckt mit bunten Mergeln, die viel Steinsalz-Pseudomorphosen führen und dem Gypskeuper angehören, nachgewiesen. Im nördlichen Muldenflügel stellt sich die Lettenkohle in oft recht abweichender Ausbildung dar, nur die bunten Mergel und Thone der mittleren Zone bleiben constant. Hier treten an der Basis vielfach conglomeratische Schichten, kalkige und sandige, auch Sandsteine in stärkerer Entwickelung auf; auch in der oberen Lettenkohle kommen schwache Conglomerate vor. — Wo die Verhältnisse normal sind, zeigen sich in der unteren Zone dolomitische Kalksteine in Bänken von 15—20 Centimeter Stärke, die an verschiedenen Stellen gewonnen werden, dann folgen bunte mergelige Schichten und bunte Thone im Wechsel mit gelblichweissen und röthlichen, dünnschiefrigen Sandsteinen. — Die obere Zone (Grenzdolomit) führt einen oft porösen, gelblichen Dolomit in massiger Absonderung. Derselbe liegt zuweilen in plumpen Klötzen zerstreut auf den Feldern. — An der Strasse von Erdorf nach Bitburg kann man die Mächtigkeit der Lettenkohle zu 10 Meter annehmen, westlich der Niems ist sie schon eine geringere. An der unteren Prüm ist am Fusswege von Menningen nach Echternach ein deutliches Profil der Lettenkohle. Der untere stark gelb gefärbte dolomitische Kalkstein ist nur 1 Meter mächtig, darüber folgen 3 Meter mächtige, graue und rothe, sandige und mergelige Schichten, darauf 1—2 Meter plattenförmige, feinkörnige, röthliche Sandsteine überlagert von 4 Meter mächtigen, dünnblättrigen, braunrothen und violetten Schieferletten, und im Hangenden folgt eine $1^1/_2$ Meter starke Dolomitbank. Die Sandsteine führen *Cardinien*, seltener *Lingulae*. In dem Steinbruch am alten Schmiedehof bei Bollendorf schwellen die Sandsteine an, kommen in $^1/_2$—1 Meter dicken Bänken vor und wechseln mit grauen, sandigen Schieferthonen. Am Wege von Wettlingen (unterhalb Oberweis) nach Wolsfeld liegen auf dem oberen Muschelkalk zunächst dünngeschichtete, gelbe, dolomitische Kalksteine, $1^1/_2$ Meter mächtig, darüber folgen 1 Meter mächtige,

bläulichrothe, sandige Mergelschiefer mit dünnen Sandsteinbänkchen, überlagert von einer $^1/_2$ Meter starken Bank eines kalkigen Conglomerates, welches Geschiebe von Milchquarz, Grauwacke und Kieselschiefer führt. Sodann folgt 2 Meter mächtiger graulichrother Sandstein, der auflagernde nur $^1/_2$ Meter mächtige Grenzdolomit ist von rauher und poröser Beschaffenheit; unter den darin vorkommenden Muschelresten findet sich *Myophoria Goldfussi*. Der untere Keuper hat hier also eine Mächtigkeit von kaum 6 Metern, denn über dem oberen Dolomit folgen gleich die rothen, mergeligen Schichten des Gypskeupers mit Steinsalz-Pseudomorphosen. Westlich der Enz kommen bei Nussbaum und Freilingen oft conglomeratische Schichten im unteren Keuper vor.

Eine weit grössere Gleichmässigkeit der Schichten zeigt der mittlere Keuper, seine Mächtigkeit nimmt im nördlichen Gebiete ab; während sie in der Echternacher Gegend (Ernzener-Schlucht) über 100 Meter erreicht, konnte sie weiter nördlich auf kaum 80 Meter ermittelt werden, wovon auf die obere Abtheilung, die Steinmergel, 40—50 Meter kommen.

An der Basis der unteren Abtheilung (Gypskeuper) tritt an manchen Stellen eine dünne Bank von Steinmergel auf, dann folgen vorherrschend rothe, auch graue und gelbe Schieferletten, zuweilen mit sandigen Schichten wechselnd, oft auch mit gelben, dünnen Bänken von dichtem und zelligem Dolomit; andererseits kommen mehr mergelige meist rothe Schichten mit Knauern von sehr drusigem Dolomit vor. Diese Knauern und Knollen erscheinen meist in nierenförmigen und eckigen Massen bis zu Kopfgrösse mit Hohlräumen, welche mit Bitterspath erfüllt sind. Nirgends fehlen in dem Schieferletten und mergeligen Schichten die für den Gypskeuper so charakteristischen Steinsalz-Pseudomorphosen. Auch dünne Zwischenlagen von Fasergyps sind häufig; dieselben erreichen eine Stärke von 6—8 Centimetern. Der graulichrothe, mürbe Sandstein (Schilfsandstein), der in der Ernzener Schlucht 3 Meter mächtig ist und den Gypskeuper von den Steinmergeln trennt, hat sich über Bollendorf hinaus nirgends mehr in gleicher Mächtigkeit gezeigt und ist nur selten deutlich zu erkennen, er scheint sich nach N. hin ganz zu verdrücken.

Die obere Stufe des mittleren Keupers (Steinmergel) ist überall gut aufgeschlossen, besonders zwischen der Niems und der Prüm, an den Gehängen der Bedhard und des Wolsfelder Bergs nach beiden Seiten. Die Steinmergel bilden hier meist die steilen Gehänge unter den Plateaurändern und machen sich durch ihre bunt gebänderte Färbung schon von weitem kenntlich. Während beim Gypskeuper die rothe Färbung vorherrscht, treten bei den Steinmergeln, namentlich in den oberen Lagen recht bunte Farbentöne hervor, bläulichrothe und violette Streifen wechseln mit grünen, gelben und hellgrauen ab, so dass die Schichten regenbogenfarbig aussehen. Die hellgraue Färbung gehört den eigentlichen Steinmergeln an, die in 10—20 Centimeter starken Bänken mit $^1/_4$—$^1/_2$ Meter dicken Schichten buntfarbiger Schiefermergel wechsellagern. Die steilen und meist ganz kahlen (vegetationsfreien) Gehänge bilden eine wellenförmige Oberfläche, hervorgerufen durch eine unzählige Menge kleiner Wasserläufe oder Rinnen, die von den Plateau's herab verlaufen. Die festen Steinmergel zerfallen durch Zerklüftung leicht in scharfkantige würfelförmige Stücke, die die Oberfläche überall bedecken; sie sind meist von ganz dichter Beschaffenheit und zeigen einen muscheligen Bruch. Einzelne Steinmergelbänke sind ausgezeichnet durch das häufige Vorkommen eines Zweischalers in Steinkernform. Auf der Kuppe bei Wissmannsdorf, über die der Fussweg nach Hermesdorf führt, wurde eine Bank Steinmergel gefunden, bei der die Oberfläche ganz mit diesem Zweischaler bedeckt war; auch kleine Gasteropoden (*Rissoa dubia?*), Knochen- und Fischreste kommen hier vor.

Die oberen Keuperschichten (das Rhät) treten in der Bedhard weit verbreitet auf, auch in einiger Ausdehnung am Karpleiel; eine vereinzelte kleine Partie findet man auf den Stedemer Beilchen (zwischen N. Stedem und Wolsfeld). Bei Cruchten bedecken sie das kleine nördliche Vorplateau des Hunnenkopfs, sonst erscheinen sie unter den steilen Plateaurändern des Luxemburger Sandsteins als schmales Band, freilich vielfach mit herabgeschwemmtem Sand und Schotter bedeckt. — An manchen Stellen, namentlich an verschiedenen Wegen, die aus der Bedhard

nach dem Prümthale führen, auch am Wege von Birtlingen nach der Bedhard, ist der obere Keuper unmittelbar über den Steinmergeln aufgeschlossen. Er besteht vorherrschend aus Sandstein in dünnen Bänken, die zuweilen mit Thonmergeln wechseln. Seine Mächtigkeit erreicht 2—3 Meter. Das Gestein ist meist feinkörnig von schmutziggelber, brauner und graulichweisser Färbung und führt vereinzelte weisse Glimmerblättchen. — In der Bedhard tritt er auch in grobkörniger Beschaffenheit und hellgelber Färbung auf und ähnelt dem Luxemburger Sandstein sehr, um so mehr, da er wie dieser auch mitunter conglomeratisch wird. Schmale Schichten von Conglomerat (Geschiebe von schwarzem Quarzit in Erbsengrösse einschliessend) sind an der Basis des Rhät eine gewöhnliche Erscheinung. Die v. Dechen'sche Sektion Neuerburg giebt in der Bedhard Luxemburger Sandstein an, man nimmt aber bei den verschiedenen Aufschlüssen an den Gehängen der Bedhard wahr, dass der Sandstein unmittelbar auf die Steinmergel folgt und dass das Gestein petrographisch ganz gleich kommt dem Sandstein in dem Steinbruch am steilen Gehänge, westlich von Alsdorf; hier sind unmittelbar auf demselben rothe und graue Thone aufgelagert und folgen die Schichten des Luxemburger Sandsteins erst in einem 20 Meter höheren Niveau. An thierischen Resten wurden angetroffen *Gervillia inflata* am Wege von Oberweis nach Messerich; Steinkerne von *Taeniodon*? sehr häufig östlich von Wissmannsdorf, nördlich von Ingendorf und auf dem Stedemer Beilchen.

Die vorerwähnten rothen und grauen, oft fetten Thone können als die Zwischenschichten zwischen Rhät und Lias angesehen werden; sie sind in dem Alsdorfer Steinbruch 1 Meter mächtig, treten auch deutlich auf der Nordwestseite des Hardtbergs bei Peffingen hervor; nach N. sind sie nur schwach entwickelt und oft nur angedeutet (östlich von Wissmannsdorf und nördlich von Ingendorf).

Von der Juraformation sind die unteren Glieder des Lias (Planorbiskalk, Luxemburger Sandstein und Gryphitenkalk) in unserer Mulde vertreten, und dehnen sich die beiden unteren an der Sauer von der Gaibachmündung bis Echternach aus. Der

Planorbiskalk kommt in einzelnen Partieen in der Bedhard und nördlich davon im Karpleiel (20 Kilometer von der Sauer in nordöstlicher Richtung) vor, sonst ähnlich wie der obere Keupersandstein meist als schmaler Streifen unter den steilen Rändern der Plateau's, die aus Luxemburger Sandstein bestehen, von denen das nördlichste südlich der Bedhard bei Ingendorf beginnt und sich zwischen der Niems und Prüm bis Irrel ausdehnt; das zweite ist das grosse Ferschweiler Plateau, nördlich davon liegt ein kleineres, das des Hardtbergs. Zwischen dem Fleisbach und der Sauer dehnt sich der Luxemburger Sandstein wieder über ein grösseres Plateau, das des Bellkopfs, aus.

Der Gryphitenkalk ist nur auf der Ostseite des Ferschweiler Plateaus abgelagert.

Der Planorbiskalk ist dünn geschichtet, grau bis schwarz gefärbt und von sehr bituminöser Beschaffenheit, was sich durch einen starken Geruch beim Anschlagen zu erkennen giebt; im Hangenden kommen graue Thone und Schieferletten vor, die am Wege von Holzthum nach Alsdorf sehr entwickelt sind, sonst ist die durchschnittliche Mächtigkeit des Planorbiskalkes 4 Meter.

Gute Aufschlüsse sind in der Folkenbach bei Echternacher Brücke, am Wege von Holzthum nach Alsdorf zu beiden Seiten des Plateaus, am Wege von Niederweis nach Prüm zur Lay, bei Ingendorf und am Wege von Dockendorf nach Peffingen, ferner am Wege, der von der Gaibachmündung nach dem Bellkopf führt.

Ueberall findet sich *Ammonites planorbis.*

Der Luxemburger Sandstein tritt in Bänken von $^1/_4$ bis $1^1/_2$ Meter Stärke abgesondert bis zu 80 Metern Mächtigkeit auf, hat im Allgemeinen ein grobes, seltener feines Korn und kalkiges Bindemittel, ist gelblich-, graulich- und schmutzigweiss, auch rostgelb, mitunter roth gefärbt, zeigt oft gelbe Streifen, parallel den Schichtflächen, viele Manganflecken und schwarze Streifen in Kreisform. Häufig ist er conglomeratisch. Die Geschiebe bestehen aus Milchquarz, röthlich gefärbtem Quarz, grauem Quarzit und Kieselschiefer. Dieselben sind oft ganz glatt und rund, kommen auch bohnen- und linsenförmig von 5 Millimeter bis 3 Centimeter Dicke vor. Wegen des Kalkgehalts zerfällt der Sandstein leicht

und zeigen sich besonders auf den Plateau's grosse Sandmassen, in die viele kleine und glatte Geschiebe eingebettet sind.

Die mächtigen Bänke bilden die felsigen, steil abfallenden Ränder der Plateau's zu beiden Seiten der Sauer und Prüm. Gleich Bastionen ragen die Felswände hoch über den Thalsohlen hervor, durch starke Zerklüftung sind einzelne Felsmassen getrennt und neigen so stark nach den Thälern, dass sie dem Einsturz drohen. Vielfach sind auch solche herabgestürzt und bedecken die Gehänge bis zur Thalsohle.

Auch die Schluchten, besonders die, welche sich nach dem Sauerthal öffnen, zeigen die colossalen Felspartieen, am meisten die Thalschlucht bei Weilerbach, die von Ferschweiler, die des Gutenbachs, die von Ernzen herabkommt und auf der Luxemburger Seite die des Eszbachs. Eine sehr interessante Felsschlucht trifft man auf dem Fusswege von Weilerbach nach Ernzen; sie öffnet sich 300 Fuss über dem Thale und ist durch einen kleinen vom Plateau herabkommenden Wasserlauf gebildet, sie stellt sich als eine $^1/_2$ Kilometer lange, 30 Meter tiefe und in der Sohle 10 bis 20 Meter breite grosse Wasserrinne dar. Viele und grosse Spalten setzen hier durch die Sandsteinbänke, so dass dieselben sehr zerklüftet erscheinen. Auch nimmt man kleine und grosse Höhlungen wahr, eine Eigenthümlichkeit, die der Luxemburger Sandstein so vielfach zeigt. In sehr grossen Felsriffen tritt er am Fusswege von Bollendorf nach dem Duisburger Hofe hervor, die oft von $^1/_2$—1 Meter breiten Spalten durchsetzt werden. Am Fusse der anstehenden Felswände ruhen haushohe Blöcke, die sich abgelöst haben und bilden zum Theil kleine Vorplateau's. 250 Fuss über der Folkenbacher Mühle hat sich eine grosse Felspartie von der Hauptmasse abgelöst und zeigen die Sandsteinschichten in dem Steinbruch eine Neigung von 30°. Auch die Steinbruchsarbeit am Oberkopf bei Bollendorf und westlich von Bollendorf beruht auf der Gewinnung der abgebrochenen Felsmassen.

Die Bollendorfer Sandsteine sind sehr geschätzt und werden weithin versandt. An folgenden Punkten sind Versteinerungen gefunden worden: Im Steinbruch am Oberkopf, sowie in dem westlich von Bollendorf, in der Nähe des Dianadenkmals bei

Weilerbach in der Nähe der Burg Prüm zur Lay. An diesen Stellen fanden sich *Ammonites angulatus* und *Lima gigantea*; am Wege von Irrel nach der Burg Prüm zur Lay *Pecten textorius*, *Pecten glaber*, *Lima succincta*, *Hettangia*.

Lima gigantea trifft man häufig im Enzbachthal an und in der Hohle Lay (im oberen Eszbachthale) in dem uralten Mühlsteinbruch *Astarte*, *Modiola*, *Patella*, *Ostrea*, *Pecten*, *Lima*, *Neritina*.

Der Gryphitenkalk dehnt sich auf dem Ferschweiler Plateau von Ferschweiler bis Ernzen aus und ist hier durch eine von SW. nach NO. streichende Kluft abgeschnitten. Beim südlichen Ausgang aus Ernzen steht Luxemburger Sandstein an, darüber folgt schwarzer Schieferletten und im Hangenden blauschwarzer dichter Gryphitenkalk in schmalen Bänken. Auch am Layenhof (Borhof) nordöstlich von Ferschweiler tritt unter dem Gryphitenkalk, $1/2$ Meter mächtig, schwarzer Schieferletten hervor. Er ist reich an thierischen Resten, besonders *Gryphaea arcuata*, *Pentacrinus tuberculatus* und *Belemnites brevis*.

Verwerfungen.

Im Vorhergehenden wurde schon mehrfach der Verwerfungen Erwähnung gethan, wie sie am SO.-Rande des Eifeldevons in der Trias und dem Lias auftreten. Wenn auch nicht in der Weise, wie die Schichten im südlichen Muldenflügel, zumal zwischen der Mosel und Sauer zerrissen sind, so kommen doch im nördlichen Flügel auch sehr grosse und zahlreiche Gebirgsstörungen vor. — Im Muldentiefsten, wo eine grössere Ruhe im Gebirgsbau herrscht, sind nach der Publication meiner Abhandlung im Jahrbuche für 1881 noch einige Klüfte constatirt worden, welche die Schichten jedoch nicht bedeutend verschoben haben. Die Kluft, die oberhalb Echternach durch den Folkenbach und das Plateau von Ernzen verläuft, hat nördlich von Irrel den Luxemburger Sandstein abgeschnitten; dann setzt unterhalb Bollendorf eine solche von der Sauer nach der Niems, die sich auf der rechten Seite der Sauer südlich von der Haltestelle Grundhof auch wahrnehmen lässt. Kleine Klüfte sind noch W. von Bollendorf und bei Peffingen. Die meisten Spalten in beiden Muldenflügeln haben im Allgemeinen ein fast

gleiches Streichen von SW. nach NO.; die Richtung der Hauptspalten im nördlichen Flügel ist in Stunde 4 und im südlichen in Stunde 3.

Zunächst dem Devonrande der Eifel setzen einige grosse 1—3 Kilometer von einander liegende, nahezu in Stunde 4 streichende Klüfte, von der Our nach der Prüm hin auf eine Länge von 20 Kilometer fort und dürften sich westlich der Our auch noch weit ins Luxemburgische erstrecken. Der zweite Sprung vom Devonrande, der oberhalb Ammeldingen die Our durchschneidet, scheint an der Prüm einen in nördlicher Richtung verlaufenden zu durchsetzen, denn östlich von letzterem geht eine Verwerfung in gleichem Streichen (Stunde 4) weiter. Ein dritter Sprung läuft ebenfalls von der Our nach der Prüm und zweigen sich von demselben einige Klüfte ab. Ein vierter, grösserer setzt durch das Enz-, Prüm- und Niemsthal. Diese Klüfte verlaufen nicht immer geradlinig, sondern machen mehr oder weniger starke Bogen, am meisten gebogen ist die letzterwähnte, die durch Oberweiss geht; von derselben zweigt im Distrikt Schmal, NO. von Oberweiss, eine Kluft in nördlicher Richtung nach Wissmannsdorf hin ab, um sich O. von Hermesdorf mit der Hauptkluft wieder zu vereinigen, so dass der zwischen beiden Klüften liegende gesunkene Gebirgstheil keilförmig erscheint. Auch bei Brecht lässt sich eine ähnliche, keilförmige Einsenkung der Schichten erkennen. Die Kluft östlich von Brecht verläuft über Wissmannsdorf in fast nördlicher Richtung, anfangs in Stunde 1 bis 2, dann in Stunde 12 bis 1 nach Oberweiler. In der Nähe von Biersdorf setzen auf ihrer Ostseite einige Klüfte fast radial ab, die beiden südlichsten bei Wiersdorf gehen in Stunde 5 und 6 nach dem Kyllthale hin, die beiden nördlichen von Biersdorf aus in Stunde 2 und 3. Durch diese beiden letzten Klüfte sind solche Einsenkungen erfolgt, dass W. von Biersdorf Voltziensandstein, Muschelsandstein und Trochitenkalk in gleichem Niveau liegen.

Wie die Einsenkung der Schichten nach SO. erfolgt ist, ist am auffallendsten ersichtlich zwischen der dem Devonrande zunächst gelegenen Kluft und der durch Oberweiss verlaufenden, so dass eine treppenförmige Abstufung, eine Zerlegung in staffel-

förmig auf einander folgenden Streifen nach dem Prümthale hin stattgefunden hat.

Durch die erste (dem Devonrande zunächst gelegene) Kluft ist eine Einsenkung der Schichten von circa 20 Meter, durch die zweite eine solche von 60—80 Meter, durch die dritte eine solche von 50—60 Meter erfolgt und durch die vierte eine solche von 30 Meter. Der Trochitenkalk auf dem Honeschberg bei Briningen (1100—1200 Fuss über dem Meeresspiegel) liegt bei Bettingen an der Prüm kaum 600 Fuss über demselben und sind die Schichten auf die kurze Entfernung von 4—5 Kilometer nahezu 600 Fuss eingesunken.

In der auffälligsten Weise sind im nördlichen Muldenflügel die Gebirgsschichten zerrissen, förmlich zerhackt, bei Brecht, Wissmannsdorf und Hermesdorf. Die von Brecht aus in nördlicher Richtung verlaufende Spalte schneidet den Voltziensandstein ab, östlich stossen an dieselbe die Schichten vom mittleren Muschelkalk bis zum mittleren Keuper, ja an der Kuppe N. von Wissmannsdorf, die aus Voltziensandstein besteht, ragt derselbe etwa 40 Fuss über die Steinmergel hinauf, die auf der Ostseite der Kuppe an die Spalte stossen. Auf der Südostseite der Kuppe zwischen Brecht und Wissmannsdorf ist der untere und mittlere Muschelkalk zwischen zwei Klüften eingekeilt, an die einerseits Voltziensandstein, andererseits Trochitenkalk lehnen. Oestlich von Brecht reicht der Trochitenkalk fast bis zur Thalsohle, er wird indessen durch die Kluft von Oberweiss in dem Thälchen SO. von Brecht wieder abgeschnitten und es reichen hier die Schichten des Gypskeupers bis zur Thalsohle.

Durch die Kluft, die aus dem Distrikt Schmal nach dem Karpleiel setzt, sind die Schichten auf der Westseite gesunken, der Art, dass im Karpleiel die Planorbiskalke in einem tieferen Niveau liegen als die Rhätischen Schichten.

Die Sprünge zu beiden Seiten der Kyll, die zwischen Kyllburg und Philippsheim verlaufen, streichen in Stunde 3—6, die meisten derselben haben eine Verschiebung der Schichten von 20—40 Meter bewirkt. Der bei Wiersdorf beginnende und in Stunde 6 fortstreichende Sprung lässt sich noch westlich von Kyllburg

erkennen. Derselbe hat eine Verschiebung von 30—40 Meter hervorgerufen; er schneidet N. von Nattenheim den Trochitenkalk, und N. von Etteldorf den Muschelsandstein ab. Wie auf der Südseite dieses Sprunges die Schichten eingesunken sind, ist recht gut wahrnehmbar an der Höhe genannt Kopp bei Bickendorf. Auf derselben erscheint eine Scholle von Trochitenkalk, eine zweite am SO.-Abhang in einem 30 Meter tieferen Niveau. Aber auch bei Nattenheim kann leicht an der Terrainbeschaffenheit erkannt werden, dass die Muschelkalkfelsen auf der Nordseite des Dorfes viel tiefer liegen als die Schichten des durch steilen Absturz sich markirenden Muschelkalkrandes vom Trimberg. Auf diese Verwerfung stösst eine andere auf der rechten Kyllseite unweit der obersten Mühle, die gegen SW. in Stunde 4 über Rittersdorf verläuft und hier eine Einsenkung der Art bewirkt hat, dass Schichten von unterem Keuper am Fusse des Muschelkalkrückens ruhen, wie an der Strasse nach Waxweiler zu beobachten ist. Eine in Stunde 3 streichende Kluft liess sich auf 2 Kilometer Länge bei Odrang SO. von Fliessen nachweisen; eine grössere verläuft in Stunde 3—4 von Etteldorf bis Steinborn, woselbst sie den Muschelsandstein abschneidet, so dass am südöstlichen Abhang des Steinborner Berges 30 Meter unter der Kuppe, die aus Voltziensandstein besteht, die Schichten des Muschelsandsteins ruhen. Eine gleich starke Einsenkung derselben Schichten hat diese Störung bei Etteldorf hervorgerufen. Bei Kyllburg verläuft sie eine Strecke im Kyllthale. Hier steht auf der rechten Seite des Flusses Vogesensandstein und auf der linken Seite Voltziensandstein an. Noch eine bedeutende Verwerfung setzt durch das Plateau des Weisslandes auf der linken Kyllseite, die von der Kyll ab bis in den Gindorfer Gemeindewald in Stunde 5, dann in Stunde 3—4 weiter fortsetzt; sie lässt sich westlich bis zur Niems verfolgen. Die Schichten sind auf der SO.-Seite 30—40 Meter eingesunken. Bemerkenswerth ist das Auftreten von Voltziensandstein auf der NW.-Seite des Sprunges in der Thalmulde, östlich von Orsfeld, es erscheint hier eine Scholle Voltziensandstein mitten im Muschelsandstein. Die südlich von Badem in Stunde 5 verlaufende Kluft wendet sich in einem Bogen

nach Gindorf und geht dann in Stunde 7 bis zum Sprung, der von Dudeldorf kommt. Letzterer wurde schon auf Taf. XII im Jahrbuche für 1881 angedeutet und ist sein Verlauf jetzt berichtigt worden; er setzt gegen SW. weiter fort bis zu der grossen Verwerfung von Philippsheim, die nun in unserem Gebiete auf eine Länge von circa 30 Kilometer, von Salmbach bis nach Minden an der Sauer, bekannt ist. Ihre südwestliche Fortsetzung ins Luxemburgische ist deutlich wahrnehmbar auf dem Fusswege von Wintersdorf nach Echternach bei dem Herabsteigen vom Muschelkalkrücken. $1^1/_2$ Kilometer südlich von Echternach sind die Muschelkalkschichten gesunken und gehen herab bis zur Thalsohle. Oberhalb Minden lässt sich diese Einsenkung auf der NW.-Seite der Kluft zu 40 Meter nachweisen. Es ist zu vermuthen, dass die von von Werveke bei Altlinster circa 20 Kilometer SW. von Minden nachgewiesene Verwerfung, welche gleichfalls eine Streichungsrichtung in Stunde 4 zeigt, die Fortsetzung der Philippsheim-Mindener bildet. Wenn dies der Fall wäre, dann wäre hier ein Gebirgsriss von etwa 50 Kilometer Länge erfolgt. Die zwischen Echternach und Godendorf auftretenden und nach SW. convergirenden Sprünge dürften sich im Luxemburgischen mit dem Hauptsprung vereinigen.

Ueber die Anforderungen der Geologie an die petrographische Systematik.

Von Herrn **K. A. Lossen** in Berlin.

Einleitung.

Die geologischen Untersuchungen im Harze haben vielfach Veranlassung zu petrographischen Studien gegeben, verwandte Gebiete, namentlich das Rheinisch-Westfälische Schiefergebirge und die südlich angrenzende, von der Nahe, Blies und Prims durchströmte Gegend, boten ein zu vergleichendes Material, so dass eine zusammenfassende Darstellung der Einzelergebnisse wünschenswerth wird. Zuvor jedoch scheint es mir angezeigt, einleitende Bemerkungen voraufzuschicken, welche den Leser über meine Stellungnahme zur petrographischen Nomenclatur und Systematik unterrichten, beziehungsweise die Gründe darlegen sollen, die mich bei der Wahl meines Standpunktes geleitet haben.

Die Grundlinien meiner Auffassung von der Natur des Gesteins habe ich bereits vor zwölf Jahren an anderer Stelle [1]) entworfen. Danach hat die Petrographie als beschreibende Naturwissenschaft die Aufgabe, die Gesteine uns als die Verkörperungen geologischer Bildungsgesetze nach allen ihren wesentlichen Eigenschaften dergestalt zu schildern, dass wir aus dem Zusammenhange dieser Eigenschaften einen möglichst tiefen Einblick in die Entstehungsgeschichte des beschriebenen Natur-

---

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1872, Bd. XXIV, S. 784 und 785.

körpers gewinnen. So nur und nicht anders kann ich jene Aufgabe verstehen, die Vogelsang kurz als »Charakteristik der Massen« [1]) bezeichnet hat. Alle Definitionen des Gesteinsbegriffs kommen darin überein, dass sie neben der chemisch-mineralischen und der Aggregat-Natur des Gesteins in mehr oder minder klarer Fassung auch dessen geologische Rolle betonen, welche dem jeweiligen Mineral- oder Stoff[2])-Aggregate erst einen Platz innerhalb des petrographischen Lehrstoffes sichert. Darum wendete bereits A. G. Werner zu einer Zeit, als die Petrographie sich noch nicht als selbständiger Lehrzweig von der stratographisch-chronologischen Geologie klar ausgesondert hatte, gerade dann, wenn er die mineralogische Verschiedenheit der in seinem System der Gebirgsarten räumlich-zeitlich geordneten Erdglieder hervorheben wollte, das Wort »Formation« an, indem er z. B. die Urkalkformation von der Urgneissformation oder Urglimmerschieferformation unterschied. Es ist das Herrschen unter gleicher Ausbildung über grosse Räume, das Behaupten eines mehr oder minder scharf ausgeprägten stofflichen, structurellen und geologischen Charakters innerhalb »eigener Gebiete (Domaines)« wie R. J. Hauy [3]) sich ausdrückt, es sind nach L. v. Buch [4]) die »allgemeinen Gesetze der Verbreitung«, welche das Mineralaggregat zur Gebirgsart machen.

In dieser seiner geologischen Rolle erhebt sich das Gestein zu einer allgemeineren theoretischen, wie praktischen Bedeutung über die wechselvolle Mannichfaltigkeit jener zahlreichen minder charakteristischen und mehr localisirten Mineralcombinationen, welche uns die Paragenesis aus den Füllmassen der Mineralgangspalten, aus den Drusen etc. kennen lehrt. Es ist somit kein zufälliges, noch auch lediglich aus technischen Rücksichten gebotenes, sondern ein in der Natur selbst begründetes Verfahren, wenn wir

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1872, Bd. XXIV, S. 508.

[2]) Der allgemeiner gefasste Ausdruck ist mit Rücksicht auf die mineralisch nicht oder wenig differenzirten Glasgesteine (Obsidian etc.) und die aus organischen Resten mehr oder weniger zusammengesetzten Gesteine gewählt.

[3]) Traité de minéral. 1. éd., t. IV, p. 296.

[4]) Ueber d. Gabbro, Gesammelte Schriften, Bd. II, S. 89.

die Massen der Erzgänge und der verwandten Mineralgänge, obwohl auch sie zweifellos geologische Naturkörper darstellen, von dem Begriff Gestein oder Gebirgsart, d. h. von dem Lehrstoffe der Petrographie ausschliessen [1]). Es besitzen diese Gangmassen keine eigenen Verbreitungsgebiete, sie setzen vielmehr »im Gestein« auf und wenn sie sich auch sehr oft stofflich und räumlich als unabhängig von diesem ihrem »Nebengesteine« und damit als selbständige geologische Bildung erweisen, so ermangelt doch diese Bildung wie in substanzieller, so in structureller Hinsicht einer charakteristischen Beständigkeit. Diese überaus grosse Mannichfaltigkeit in der Ausbildung des Mineralaggregats der Gänge und Drusen, welche nur eine Einzelbetrachtung von Fall zu Fall gestattet, lenkt die Beobachtung naturgemäss von dem Aggregat auf die Mineralspecies ab, indem die überaus verschlungenen und nur schwierig controlirbaren geologischen Aggregationsbedingungen ganz in den Hintergrund treten vor den Gesetzen der chemischen Verwandtschaft, nach welchen das Krystallmolecül sich bildet und zum, nicht selten frei aufragenden, Krystallindividuum eigenartig ausgestaltet.

Demgegenüber weist uns die Stetigkeit, mit der die stofflich und structurell wohl ausgeprägten Mineralaggregate der Gesteine stets unter gleicher geologischer Rolle sich an dem Aufbau der festen Erdkruste in weiter Raumausdehnung betheiligen, auf viel einfachere und umfassendere Aggregationsbedingungen hin, als sie sich in dem kaleidoskopisch bunten geologischen Entmischungs- und Individualisirungsspiel der von Atom zu Atom, von Molecül zu Molecül wirksamen Anziehungskräfte bekunden. Gesteine sind ihrer ganzen Natur nach viel mehr der gesetzmässige Ausdruck einer wohlgeordneten (das Leben der Organismen bedingenden und wechselseitig z. Th. durch dies Leben ihrerseits mitbedingten) Mischung, als der einer reinen, selbständigen stofflichen Verkörperung lediglich nach den chemischen Elementargesetzen. Es entspricht diese

[1]) Cordier hat zwar auch diese Gangmassen in sein System aufgenommen, aber doch nur als »roches anomales à contexture irrégulière et variable.

Natur des Gesteins vollkommen seiner Mittelstellung zwischen der Erde in ihrer Rolle als Weltkörper und dem Krystalle: Weltkörper ballen sich nach der Schwerkraft und finden demgemäss ihren gesetzmässigen Ausdruck im absoluten Gewichte, der Krystall baut sich auf nach der Molecularattraction und hat ein seiner Molecularconstitution entsprechendes Volumgewicht; Gesteine dagegen sind die Resultate gemischter Aggregationsbedingungen, welche bald mehr von der Schwerkraft, bald mehr von der Anziehung der kleinsten Theilchen abhängen und daher nur in den seltensten Fällen nach dem Gesetz von der multiplen Proportion oder nach dem specifischen Gewichte eine präcise Bestimmung zulassen.

Für die losen mechanisch gebildeten Sedimente, welche einer Art Aufbereitung nach Korngrösse und Schwere durch Wasser oder Wind ihre Entstehung verdanken, tritt die Schwerkraft als Aggregationsbedingung ganz in den Vordergrund; cämentirte Trümmergesteine lassen daneben in dem auf chemischem Wege ausgeschiedenen Bindemittel die Einwirkung der Molecularattraction erkennen und da überhaupt dasselbe Wasser, welches den Transport des mechanischen Aufbereitungsprocesses vermittelt, zugleich als chemisches Lösungs- und Ausfällungsmittel dient, so sind weitaus die meisten Sedimente geradezu die sprechendsten Beweise für die gemischten Aggregationsbedingungen des Mineralaggregats der Gesteine. Aber auch diejenigen Sedimente, welche wie Steinsalz, Gyps, Kalkstein als die ausgeprägtesten Vertreter eines mit dem mechanischen parallel gehenden chemischen Aufbereitungsprocesses wenigstens örtlich einmal eine stöchiometrisch einheitliche ungemischte massenhafte Mineralbildung darstellen, sind nicht ohne wesentliche Betheiligung der Schwerkraft entstanden; denn wenn auch der Akt der Ausscheidung aus der Lösung nach den Gesetzen der kleinsten Theilchen erfolgt, so ist doch der weitere Akt der schichtweisen Aggregirung zufolge der Präcipitation einer Wirkung der Schwerkraft beizumessen. Zu dem haben alle Neptunischen oder Sedimentgesteine oder, wie sie in der Petrographie als einer beschreibenden Naturwissenschaft nach ihrer charakteristischsten Eigenschaft vielmehr heissen

müssen, alle Schichtgesteine, selbst diejenigen, deren schichtweise Stoffanhäufung nicht unter directer Mitwirkung der Schwerkraft erfolgt ist (— manche rein chemischen, aber nicht unter Präcipitation gebildeten Sedimente, sowie die unter Vermittelung des organischen Lebens schichtweise gewachsenen Gesteine —), die zur Schwerkraft normal stehende Erdoberfläche als Unterlage und als formgebende Richtfläche gemein. Nicht nur die Hauptbegrenzungsflächen jeder einzelnen Schicht folgen dieser Normalfläche, auch die innere Structur wird von ihr beherrscht, indem der Gesteinswechsel, d. h. die durch den Wechsel der Aggregationsverhältnisse während der successiven Anhäufung bedingte Abänderung des Mineralaggregats sich ebensowohl innerhalb der einzelnen stofflich selbständigen Schicht, wie innerhalb der Gesammtheit der geschichteten Formationen wesentlich in der Richtung der Schwerkraft zu erkennen giebt. Stoffanhäufung und Raumbildung, Stoffsonderung und Raumsonderung gehen in den Schichtgesteinen derart Hand in Hand, dass der additive Aufbau des geologischen Raumkörpers oder mit anderen Worten die Aufschichtung des Mineralaggregats zur fertigen Schicht das bezeichnendste histologisch-morphologische Merkmal für diese Klasse abgiebt.

Weniger ersichtlich erscheint auf den ersten Blick die Zwiespaltigkeit der Aggregationsbedingungen bei den aus Gluthfluss fest gewordenen Erstarrungsgesteinen (Plutonischen oder Vulkanischen Gesteinen). Hat doch ein so genialer Mann und tüchtiger Geolog, wie Th. Scheerer, noch vor kaum einem Vierteljahrhundert den Versuch gemacht, die chemische Constitution der Granite, Porphyre und der übrigen Erstarrungsgesteine, sowie die der von ihm ebenfalls darin eingereihten Gneisse durch stöchiometrische Formeln auszudrücken! Sind wir doch nach G. Bischof's Vorgang gewohnt, die Sauerstoffquotienten dieser Gesteine aus der Bauschanalyse zu berechnen und innerhalb sachgemässer Grenzen [1]) unter einander zu vergleichen nach der Art, wie wir dasselbe Verhältniss zum Vergleich der Feldspäthe und anderer Silicat-Mineralien untereinander anwenden! Dennoch kehrt sich

[1]) Vergl. darüber J. Roth, Allgem. u. chem. Geol. II. Bd., S. 64.

die geologische, mineralogische wie die chemische Erfahrung der praktischen Petrographie gegen die von SCHEERER vertretene theoretische Vorstellung, als ob ein Gesteinsbegriff, wie z. B. der Granit, schlechthin als eine selbständige, in sich abgeschlossene rein stoffliche Verkörperung, als eine fixe Summe von Individualisationen nach molecularen Aggregationsgesetzen aufgefasst werden könne. Niemand hat eingehender die Resultate der quantitativen Analyse der plutonischen Gesteine gesammelt und abgewogen, als J. ROTH in seinen »Gesteinsanalysen« und seinen »Beiträgen zur Petrographie der plutonischen Gesteine«, je mehr aber die Zahl der Analysen gewachsen ist, um so mehr hat sich das Ergebniss herausgestellt, »dass man Gemengen, wie sie in den plutonischen Gesteinen vorliegen, chemische Formeln nicht beilegen kann«[1]. Wohl bestehen diese Gemenge oder Magmen im erstarrten Zustande z. Th. durchweg aus Krystallindividuen (vollkrystallinische, holokrystalline Plutonite); aber nur ein Theil eines solchen Mineralaggregats kann nach der Stetigkeit und dem Quantitätsverhältniss seines Auftretens als wesentlich, ein anderer darf nur als accessorisch oder zufällig, höchstens als charakteristisch bezeichnet werden und auch für die wesentlichen (oder typischen) Mineralgemengtheile giebt es keinerlei festes Quantitätsverhältniss, mit welchem sie sich an ein und demselben Gesteine allerwärts oder auch nur an ein und demselben geologischen Körper betheiligen; ja die Fälle sind gar nicht so selten, wo die Füllung eines solchen Körpers zufolge einer nicht homogenen »schlierigen« Mischung aus zwei oder drei nach chemischer Durchschnittsmischung und Mineralbestand verschiedener Gesteinsbildungen besteht[2]. Zieht man überdies in Betracht, dass nur die Hälfte der Erstarrungsgesteine vollkrystallinisch

[1] J. ROTH, a. a. O.

[2] Vergl. einige von J. ROTH aus der neueren Literatur gesammelten Beispiele a. a. O. S. 68; andere sind durch KALKOWSKY aus den Augit-Quarzporphyren der Leipziger Gegend (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1874, Bd. XXVI, S. 586), von TELLER und v. JOHN aus der Gegend von Klausen in Südtyrol (Jahrbuch d. Königl. Kais. geol. Reichsanstalt 1882, 32. Bd., S. 589 ff.), noch andere von dem Autor aus dem Harze beschrieben worden (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, Bd. XXXII, S. 206—215 und Jahrbuch d. Königl. preuss. geolog. Landesanstalt und Bergakademie 1882, S. XX bis XXII).

differenzirt ist, dass hingegen an der Zusammensetzung der anderen Hälfte Glas als eine auch nach der Erstarrung im magmatischen Zustande verharrende Gesteinsmasse, oder doch glasgetränkte, mineralisch nicht weiter zerlegbare Basis, in mehr oder minder grosser Menge theilnimmt und dass nach alledem das Volumgewicht ebenso wenig als das Gesetz von der multiplen Proportion zu einer specifischen Charakteristik der Plutonite nach Analogie der Mineralspecies herangezogen werden kann, so bedarf es keines Beweises mehr für die Richtigkeit des nach J. Roth citirten Ausspruchs.

Um sich der vollen Tragweite dieser Erkenntniss bewusst zu werden, muss man sich einmal sämmtliche Erstarrungsgesteine rein glasig verfestigt vorstellen, sozusagen als festes Magma, womit indessen nicht gesagt sein soll, dass solche Gesteinsgläser, wie sie uns die Natur in mehr oder weniger idealem Zustande vom Liparit-Obsidian bis zum basischsten Basalt-Glas in mannichfacher Abstufung darbietet, allemal das genaue chemische Aequivalent des flüssigen Magma's seien. Nur dazu soll diese Vorstellung dienen, den Gesteinsbegriff des am meisten sinnfälligen und darum leicht über Natur und Wesen der Gebirgsart täuschenden mineralogischen Gewandes zu entkleiden. An der chemischen Durchschnittszusammensetzung und dem Volumgewichte einer Anzahl solcher in ihren äusseren physikalischen Eigenschaften unter einander sehr ähnlicher homogener natürlicher Gläser erkennen wir am leichtesten, dass die Gesammtheit der Plutonite eine von einem sauren nach einem basischen Pole fortlaufende Reihung chemischer Silicat-Gemenge mit gegen den basischen Pol hin wachsendem specifischen Gewichte darstellt.

Der Uebergang solcher Gläser durch porphyrische Gesteine mit glasiger Grundmasse (Vitrophyre) zu Porphyren mit einer mehr oder weniger deutlich und schliesslich vollkrystallinischen (holokrystallinen) Grundmasse und der weitere Uebergang dieser letzteren zu den phanerokrystallinen Erstarrungsgesteinen, wie ihn die Beobachtung der geologischen Körper in situ kennen lehrt, und der Vergleich einer chemischen Reihe der holokrystallinen Plutonite mit der entsprechenden der Glasgesteine zeigen, dass die

krystallinische Differenzirung ein und derselben Grundmischung der Hauptsache nach immer wieder zu dem gleichen Mineralaggregat führt, in soweit nicht Parallelreihen ganz nahe verwandter Mineralaggregate, wie z. B. diejenigen der Plagioklas-Augit-Gesteine, Plagioklas-Diallag-Gesteine und Plagioklas-Hornblende-Gesteine, Abweichungen von dieser Regel gestatten [1]).

Je mehr Mineralaggregationen und deren Bauschanalysen man vergleicht, um so mehr verwischen sich die Grenzen zwischen den einzelnen Gliedern der plutonischen Reihe; leicht erkennt man dann, dass die nach dem vorherrschenden Mineralbestande in üblicher Weise abgegrenzten chemischen Glieder der Mischungsreihe nicht, wie die Glieder einer Mineralreihe, z. B. diejenigen der Kalknatronfeldspathreihe, genau aneinander schliessen, sondern an den Grenzen gegenseitig übereinander greifen, so dass z. B. der Kieselsäuregehalt der basischsten Granite mit wesentlichem Quarzgehalt übertroffen wird von dem Kieselsäuregehalt der sauersten Syenite ohne wesentlichen Quarzgehalt [2]).

Wenn wir trotz dieser zum Wesen der Erstarrungsgesteine gehörigen Uebergänge in der chemischen Mengung und dem Mineralbestande auf dem ganzen Erdkreise immer wieder dieselben Gesteinstypen und im Wesentlichen auch da dieselben Mineralassociationen finden, wo die wechselnden Erstarrungsbedingungen eine durchaus verschiedene Structur zur

[1]) Hierher gehört z. B. das in seiner Tragweite, wie mir scheinen will, von J. Roth (a. a. O. S. 65 und 67) etwas zu sehr betonte Beispiel der chemischen Uebereinstimmung eines Harzer Gabbro's mit einem Anorthitaugitgestein, das als Einschluss in den Laven von Majonisi (Santorin) vorgekommen ist — zu sehr betont, weil es trotz der seit Ende der sechziger Jahre stark vermehrten Anzahl der quantitativen Eruptivgesteinsanalysen immer noch das einzige citirte Beispiel geblieben ist, und überdies zwei mineralisch sehr nahe verwandte Gesteine betrifft. Die a. a. O. S. 66 ausserdem angezogenen Gesteine von Lunzenau und Wechselburg (Fikenscher's Contactreihe) vermag ich nicht als Plutonite anzuerkennen. Die ebenda S. 67 hervorgehobenen künstlichen Schmelzversuche im Tiegel sind mit sehr geringen Quantitäten und überhaupt unter anderen, als den in der Natur vorkommenden Bedingungen unternommen und können somit nur bedingt mit der Erstarrung und Differenzirung der Magmen verglichen werden.

[2]) So z. B. hat der Augitführende Granitit von Laveline nach Rosenbusch's Mittheilung 61,93 pCt. SiO_2 (van Werweke), der rothe Syenit vom Vettakollen nach Kjerulf dagegen 62,52 pCt. SiO_2.

Folge hatten, so weist uns das auf eine allgemein wirkende Ursache als Bedingung für eine so gleichmässig constante Mengung der Magmen hin. Die auf die Kant-Laplace'sche Grundanschauung basirte und die Resultate der Astronomie berücksichtigende Auffassung vom ursprünglichen Zustande und den Entwicklungsphasen des Erdplaneten zieht mit Sartorius v. Waltershausen die Schwerkraft als eine solche Ursache in Rechnung. Danach bilden die Magmen der Erstarrungsgesteine im Erdinneren, unbeschadet jeglicher weiteren Vorstellung von dieser uns nun einmal unzugänglichen Region, zufolge einer durch die Massenanziehung bewirkten allgemeinen Dichtigkeitszunahme gegen das Erdcentrum hin, in Wirklichkeit eine der Schwere nach von Aussen nach Innen wachsende Reihe von concentrisch geordneten Mischungszonen, entsprechend der durch die Analyse und das Volumgewicht nachgewiesenen Reihe der Plutonite.

Ausser der Differenz zwischen der planetarischen Erdmasse (V. G. = 5,6) und der mittleren Dichtigkeit der in der bekannten Erdkruste herrschenden Gesteine (V. G. = 2,5) und anderen aus der Astronomie und Geophysik hergeleiteten Gründen lassen sich auch rein geologische Beobachtungen für diese Auffassung geltend machen. Dahin gehört vor Allem das durch v. Richthofen hervorgehobene Vorherrschen der Volumina der sauren, specifisch leichteren Gesteine (zumal Granite) in den frühen geologischen Perioden über diejenigen der basischeren specifisch schweren (Diorite, Diabase, Gabbro's etc.) und die stetige Zunahme der Volumina der diesen letzteren Gesteinen entsprechenden Massen in späteren Perioden unter gleichzeitiger Verminderung derer der sauren Gesteinstypen, so dass in der jüngsten, bis in die Jetztzeit reichenden neoplutonischen [1]) oder vulcanischen Eruptionsperiode Andesite und Basalte die den Graniten entsprechenden Liparite, Rhyolithe oder Quarztrachyte [2]) an Masse weitaus übertreffen. Dahin gehören die

---

[1]) Vergleiche die Anmerkung auf S. XXVIII dieses Bandes.

[2]) Es darf dies Ergebniss von Richthofen's (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XX, 720) heute um so mehr hervorgehoben werden, als nach den neueren Untersuchungen von Arnold Hague und Jos. P. Iddings die Nevadite und die rhyolithischen Laven des Lassen's Peak und des Mount Shasta und anderer erloschener

ebenfalls schon durch v. RICHTHOFEN (a. a. O. S. 721) betonten, leider aber noch viel zu wenig genau studirten Erscheinungen, welche für eine nicht regellose, sondern eine geordnete Succession der stofflich verschiedenen Eruptionen einer und derselben Eruptionsperiode oder auch ein und desselben plutonischen Heerdes sprechen [1]). Ferner seien die eigenen Erfahrungen aus dem Harze in Erinnerung gebracht, die unter Berücksichtigung des Verhaltens der Granit- und Gabbro-Massen (einschliesslich der den Uebergang zwischen beiden vermittelnden granitischkörnigen Eruptivgesteine) zu dem Faltenbau des Gebirgs auf eine zeitweilige Aufpressung der basischen schweren Gemenge an der Maximaldruckstelle hinweisen, die sich auch in der Vertheilung der Lothablenkungswerthe deutlich zu erkennen giebt [2]). Auch der Vergleich der

nordcalifornischer und pacifischer Vulkane, d. h. gerade diejenigen Massen, welche VON RICHTHOFEN als die grossartigste Entfaltung saurer, beziehungsweise quarzführender Sanidingesteine geschildert hat, den Daciten angehören und überhaupt andere als solche, andesitische und basaltische Gesteine jenem Vulkangebiet fehlen sollen. (Vergl. Am. Journ. of Sc. vol. XXVI, S. 222, Sept. 1883 und das Referat von G. H. WILLIAMS im Neuen Jahrb. 1884, I. Band, 2. Heft, S. 225—227.)

[1]) Wenn J. ROTH eine solche Regelmässigkeit in der Succession mit dem Hinweis auf Island und die Insel St. Paul bestritten hat, so kann ich dem nicht ohne Weiteres beitreten. Solche weit entlegene und nur auf Reisen flüchtig untersuchte Gebiete sind wenig geeignet eine Grundlage für das Urtheil abzugeben. Bei der Abhängigkeit des Urtheils von einer gründlichen umfassenden Untersuchung, wie sie nicht leicht anders als durch die systematische Kartirung eines ganzen natürlich abgegrenzten Eruptivgebietes herbeigeführt werden kann, sind Negativbeweise in solchen schwierigen Fragen überhaupt sehr vorsichtig zu betrachten, weil sie leicht von einer Lücke in der Beobachtung herrühren. Aber auch die Natur selbst kann solche Lücken darbieten, indem nicht jeder eruptive Erguss bis zur einstigen Erdoberfläche, beziehungsweise bis zu der heutzutage durch die Erosion blosgelegten Fläche gelangt ist. Um so schwerer wiegen positive Beweise aus wohluntersuchten und nicht durch oscillatorische Repetitionen verschieden saurer Ergüsse complicirten Eruptivformationen. So z. B. zeigt das Rothliegende aus der weiteren Umgebung von Ilfeld in der zeitlichen Aufeinanderfolge von Melaphyr-, Porphyrit- und Quarzporphyrergüssen eine einfache im Kieselsäuregehalte zunehmende Reihe, während andere Eruptivgebiete, wie z. B. das des Vulkans Monte Ferru nach C. DÖLTER, eine ebenso einfache Reihe mit abnehmender Basicität aufweisen.

[2]) Vergl. die geolog. Uebersichtskarte des Harzgebirges u. d. Sitzungsberichte d. Ges. Naturf. Freunde zu Berlin Febr. 1881, sowie die S. 491 Anm. [2]) citirten Mittheilungen des Autors.

Meteoriten mit den Gebirgsarten (tellurisches Gediegenes Eisen im Basalt von Ovifak u. s. w.) und die hieraus auf den Zustand des Erdinneren abgeleiteten Schlüsse zählen hierher.

Fällt sonach bei Entstehung der plutonischen Gesteine neben den die Erstarrung beherrschenden Gesetzen der kleinsten Theilchen der Schwerkraft als der Vorbedingung für die Art des Magmas eine sehr wichtige Rolle zu, so doch eine ganz andere, als diejenige, in der wir sie bei dem additiven Aufbaue der Schichtgesteine wirksam sahen. Kann diese letztere unter dem Bilde der Aufbereitung als successive Aufschichtung des umgelagerten, mechanisch zerkleinerten, nach Grösse und Gewicht mehr oder weniger vollkommen separirten, sowie des chemisch zerlegten Gesteinstoffs der festen Erdrinde dargestellt werden, so steht der Bildungsakt der Plutonite dem gegenüber als Herstellung von Massen aus einem Guss (Formguss), wobei der durch die Schwerkraft gemischte gluthflüssige planetarische Erdstoff im Kampfe gegen diese Kraft als geologischer Rohstoff, gleichviel ob mit oder ohne mineralische Differenzirung, verfestigt wird.

Durchgreifende Lagerung, d. h. eine nicht an die allgemeine Richt- und Structurfläche der Schichtgesteine gebundene und daher mannichfaltig gestaltete äussere Körperform, und eine selbständige, meist ganz unabhängig von der äusseren Form angeordnete massige, ungeschichtete Körperfüllung als Ausdruck der einheitlichen, nicht additiv, sondern multiplicativ, d. h. im Grossen und Ganzen zeitlich und räumlich mit einmal erfolgten Gesteinsbildung sind die beiden charakteristischsten Eigenschaften der Erstarrungsgesteine, die nach der ersteren auch Durchbruchs- oder Eruptivgesteine, am passendsten aber nach der zweiten Massengesteine heissen. Ein mehr oder weniger lothrecht die Erdfeste durchsetzender Eruptivgang (dyke, filon traversant) als eine ganz gewöhnliche und allen Massengesteinen gleichmässig zukömmliche geologische Körperbildung, drückt in seiner radial aus dem Erdinneren gegen die Erdoberfläche gekehrten Form und Füllung den Kampf gegen die Schwerkraft am einfachsten aus; auch die verticale Axlinie der Vulkane und Eruptivkegel (Dome) zeigt diesen Kampf an; und selbst dann, wenn das der Schwerkraft entgegen getriebene Magma aus

der Gangspalte oder dem vulkanischen Schlote überquillt und als Decke (nappe, bed, sheet) oder Strom (coulée, flow) über die Erdoberfläche schichtenähnlich ausgebreitet deren formendem Einflusse unterliegt, bekunden solche von C. F. Naumann unter Verkennung des Wesens der Schichtung irrigerweise »Effusivschichten« [1]) genannte Massengesteinsbildungen sich doch stets als Massen aus einem Guss, welchen die charakteristischste Eigenschaft der Schichtgesteine, der additive Aufbau des Raumkörpers durch den Stoff fehlt.

In den eigentlichen, den Dejectiv- oder Eruptiv-Tuffen dagegen fehlt allerdings jenes charakteristischste Merkmal echter Schichtung nicht; ihre Gesteinsbildung, welche der Form nach zu den Schichtgesteinen, dem Stoff nach zu den Massengesteinen zählt, verkörpert ganz besonders deutlich die in der Petrographie oben anstehende und doch, wie mir scheinen will, mehrfach noch in ihrer Tragweite zu wenig gewürdigte Wahrheit, dass das Ineinanderübergehen zum Wesen der Gesteinsnatur gehört. In solchen Tuffen gehen selbst die beiden grossen natürlichen Klassen der geologischen Körper, die wir Gesteine nennen, sichtlich in einander über. Denn das tuffige, durch die Gewalt der Gase zu Lapilli und Asche zerstäubte Magma theilt seiner chemischen und mineralischen Beschaffenheit nach die Eigenschaften des als geologischer Rohstoff charakterisirten Gesteinsstoffs der im Zusammenhang erstarrten Massengesteine. Es sind in beiderlei Gesteinsbildungen dieselben, grösstentheils schwer zerlegbaren, und complicirt zusammengesetzten Silicatmischungen (Gläser) oder Silicatverbindungen, die mit Zuziehung der freien Kieselsäure (meist Quarz) procentisch stets den weitaus überwiegenden Antheil dieses von organischen Verbindungen wesentlich freien Rohstoffs ausmachen, am häufigsten Doppelsalze, ja drei- und mehrfache, seltener einfache Silicate, welche alle überdies durchweg eine oft sehr ausgiebige Vertretung chemisch gleichwerthiger Radicale aufweisen.

[1]) Ebensowenig kann die durch den Druck auf eine in Erstarrung begriffene Masse parallel zu der Druckfläche hervorgerufene Lamellarstructur als wahre Schichtung anerkannt werden, daher die »Compressionsschichten« C. F. Naumann's besser Compressionslagen oder -Platten heissen.

Dem gegenüber erkennt man in den schichtigen Kalksteinen und anderen Carbonatgesteinen, in den Sulphat-, Haloid-, Kiesel- und Thon-Schichtgesteinen und in den sedimentären Ablagerungen oxydischer Erze leicht die Resultate einer aufbereitenden Scheidung jenes Rohstoffs in einfachere und leichter lösliche chemische Verbindungen und in (relativ) unlösliche Reststoffe, während die Kohlengesteine nebst Kalksteinen, Phosphaten und Kieselgesteinen bereits das Eingreifen des, überdies häufig genug durch Fossilreste angedeuteten, organischen Lebens in den Bildungsprocess der Schichtgesteine bekunden.

Jene Silicatgesteine, welche man als krystallinische Schiefer zu bezeichnen pflegt, zählen erfahrungsgemäss theils zu den Schichtgesteinen, theils zu den Massengesteinen (oder zu den Tuffen der letzteren), ein grosser Theil derselben erlaubt vom heutigen Erfahrungsstandpunkte aus noch keine sichere Einreihung in die eine oder in die andere Klasse.

Für zahlreiche Vorkommen der geschichteten krystallinischen Silicatschiefer lässt sich mehr oder weniger scharf nachweisen, dass sie ihre jetzige Beschaffenheit einer meistens auf nassem Wege unter Druck- und Wärme- örtlich Dampf-Einwirkung im Contact mit Eruptivgesteinen oder im Gefolge der allgemein herrschenden Dislocationserscheinungen vollzogenen Umkrystallisirung (Metamorphose) verdanken, die sich als Rückbildung des aufbereiteten Stoffs der Sedimente zum Rohstoff der Massengesteine hin bezeichnen lässt. Diese Rückbildung führt indessen durchschnittlich nur zu einer annähernden, keineswegs zu einer vollständigen Gleichheit der Mineralbestandtheile, indem die Silicate der also umgebildeten (metamorphosirten) Schichtgesteine häufig eine einfachere stöchiometrische Constitution besitzen, als diejenige der ursprünglichen (primären) Mineralaggregate der Massengesteine [1]). Weit grösser,

[1]) Man vergleiche z. B. die Rolle der thonerdehaltigen Hornblenden und Augite in den Massengesteinen mit derjenigen der thonerdefreien und auch sonst hinsichtlich der Vertretbarkeit der einzelnen Radicale viel einfacher zusammengesetzten Mineralgruppen gleichen Namens in den krystallinischen Schiefern oder die Constitution des Meliliths mit der des Wernerits, diejenige eines gewöhnlichen Muscovits mit der des Paragonits oder Damourits, diejenige der Kalknatronfeldspathe mit derjenigen des reinen Albits etc.

ja nahezu vollkommen dagegen ist ihre Uebereinstimmung mit den unter den vorbenannten Umwandlungsbedingungen aus diesen primären Mineralien, nicht selten auf dem Wege der Pseudomorphosenbildung, herauskrystallisirten secundären Silicatbildungen metamorphosirter[1]) Massengesteine: Neubildungen, die, wie Chlorit, Sericit, Amianth, Uralit-Amphibol, Serpentin, Epidot, Zoisit, Albit u. a., häufig genug zugleich auch im geschichteten Nebengestein solcher Massengesteine gefunden werden, so dass, zumal da, wo lagen-, zonen- oder streifenweise Anhäufung derselben längs primärer oder durch die Dislocation gebildeter secundärer Structurflächen den wahren Charakter der Massengesteine maskirt, trügerischerweise eine durch petrographische Uebergänge verbundene Reihe schiefriger Schichtgesteine anzustehen scheint [2]).

Diese Schwierigkeiten, sowie die noch grössere, die darin gefunden werden mag, dass wir nach meinem 1867 [3]) gemachten Vorschlage die lediglich der Aggregat-Structur und Mineralbildung nach definirten Gneisse der älteren petrographischen Schule in schiefrige Granite [4]) und echte schichtige Gneisse im Sinne feldspathhaltiger [5])

[1]) Exomorphosen also, nicht Endomorphosen (im Sinne Fournet's), welche letztere, weil dabei nicht ein fertiges Gestein in seiner Zusammensetzung umgebildet, sondern das Magma vor der Verfestigung d. h. Gesteinsbildung in seiner Mischung beeinflusst wird, nicht als eigentliche Metamorphosen gelten können.

[2]) Vergl. die einschlägigen, durch zahlreiche getreue photographische Abbildungen illustrirten Beobachtungen in J. Lehmann's hervorragendem Werke über die altkrystallinischen Schiefer etc., sowie andere durch v. Lasaulx, de la Vallée Poussin und A. Renard, Rothpletz, Barrois und den Autor gemachte Mittheilungen. Auf die maskirende Doppelrolle des Chlorits, Sericits etc. ist von dem letzteren bereits 1867 (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XIX, S. 699) aufmerksam gemacht worden.

[3]) An dem zuletzt angezogenen Orte.

[4]) Selbstverständig gilt dasselbe für die schieferigen Syenite, Quarzdiorite etc., in ihrem Verhältniss zu analogen feldspathführenden krystallinischen Schichtgesteinen.

[5]) Dabei mag es zunächst für die Klassification gleichgiltig erscheinen, ob der Feldspathgehalt als injicirtes, der Continuität entbehrendes Massengesteinsmaterial (Michel Lévy, Barrois, Lehmann) aufzufassen sei oder als Ausscheidung im Schichtgestein, so lange dieses letztere als Hauptmasse die Stellung im System bestimmt. Der Fuchsstein bei Kleinschmalkalden, wo längs eines Granitporphyrganges (Querganges, dyke's), wie mir Herr E. Weiss an Ort und Stelle gezeigt

Glimmerschiefer scheiden müssen, lassen sich nicht dadurch umgehen, dass eine dritte Klasse der Metamorphischen Gesteine neben den beiden oben charakterisirten der Massengesteine (Plutonite) und der Schichtgesteine (Neptunite) als gleichberechtigt aufgestellt wird. Eine solche, beispielsweise in dem petrographischen Systeme v. Cotta's ausgeführte Klassenbildung scheint mir aus theoretischen, wie aus praktischen Gründen wenig empfehlenswerth.

Schichtung und Massigsein aus einem Guss sind Eigenschaften der geologischen Körper, welche uns aus der Natur, aus der Art und Weise des Seins der Gesteine die Genesis derselben, die Art und Weise ihres Gewordenseins erschliessen; eine Eintheilung der Gesteine nach diesen Eigenschaften ist gerade darum ein natürliches System, weil sie genetisches Gepräge zeigt, ohne dass der Eintheilungsgrund in der Entstehungsart selbst gesucht wird. Für eine gerade umgekehrt nach der Entstehungsart gebildete Klasse der Metamorphischen Gesteine, welche unlogischer Weise die Resultate der Umbildung eines bereits vorhandenen geologischen Gesteinskörpers neben die Resultate der echten, die Gesteinskörper nach Form und Inhalt schaffenden geologischen Bildungsprocesse der Sedimentation und Erstarrung aus Gluthfluss stellen würde, fehlt eine solche aus der Anordnung des Mineralaggregats im geologischen Raumkörper hergeleitete einheitliche charakteristische Eigenschaft, und darin liegt ein deutlicher Beweis für die Unnatürlichkeit der Klasse. Die häufig als synonym mit »Metamorphische Gesteine« gebrauchte Bezeichnung »Krystallinische Schiefer« könnte zwar den Gedanken nahe legen in der secundären oder Druck-Schieferung eine solche Eigenschaft zu suchen, allein weder sind alle durch Druckschieferung geschieferten Gesteine krystallinisch, noch sind alle metamorphischen Gesteine schiefrig, für manche, wie z. B. für die echten Hornfelse aus den Granit-Contactzonen, ist im Gegentheile der Verlust aller Schieferstructur geradezu charakteristisch.

---

hat, die 1 Centimeter grossen Orthoklaseinsprenglinge des Ganggesteins auch als Einsprenglinge des Nebengesteins (Amphibolitzone im Gneiss) auftreten, ist eines der schlagendsten und theoretisch weittragendsten Beispiele gemischter Gesteinsbildung.

Viel richtiger und der Weiterentwicklung der Wissenschaft und speciell auch der noch vielfach der Abklärung bedürftigen Lehre vom Metamorphismus viel dienlicher erscheint es, alle diejenigen krystallinischen oder halbkrystallinischen Gesteine, welche zuverlässig als Schicht- oder aber als Massengesteine erkannt sind, unbeschadet jeder genetischen Theorie diesen beiden Klassen zuzuweisen. Bleibt dann ein für den Erfahrungsstandpunkt jedes Forschers etwas mehr oder minder umfangreicher Rest von Gesteinen *incertae sedis*, so entspricht gerade dieser Umstand den Anforderungen an ein wohlgeordnetes System, das nur der klare, des Zusammenhanges der Einzelresultate untereinander wie mit der Aufgabe der Wissenschaft vollbewusste, Ausdruck des jeweiligen Wissensschatzes sein soll. Lücken im Wissen sollen auch als Lücken im System sichtlich hervortreten, damit Lehrer und Lernende stets der Nothwendigkeit eingedenk bleiben, an ihrer Beseitigung zu arbeiten. Je mehr die neueren und älteren Forschungsresultate einem allgemein wirksamen Dislocations-Metamorphismus als einer ganz normalen Function nicht sowohl der primären Gesteinsbildung als vielmehr der secundären Aus- und Umprägung des Mineralaggregats der Gesteine neben dem in seiner Hauptwirkungssphäre nicht scharf davon trennbaren [1]) Contactmetamorphismus das Wort reden und je mehr damit die Hoffnung wächst, scharfe Grenzen zwischen Schicht- und Massengestein auch innerhalb der Altkrystallinischen Schieferreihe im Sinne der bereits 1867 (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. S. 699) gegebenen Auffassung des Gneiss (feltspathhaltigen krystallinischen Schiefers) als eines nach seiner geologischen Werthigkeit zu zerlegenden Sammelbegriffes zu finden, um so weniger kann ich heute die damals schon an gleicher Stelle zurückgewiesene Verwerthung des Metamorphismus als klassificatorisches Princip im petrographischen System gut heissen.

Bleiben sonach Schichtgesteine und Massengesteine die einzig möglichen Haupt-Klassen eines natürlichen petrographischen Sy-

[1]) Vergl. die Bemerkungen des Autors in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXVII, S. 970—971, sowie die einschlägigen Mittheilungen über die Gesteine im Contacthof um den Rammberggranit und die im Vorhof im Text zu Blatt Harzgerode S. 47—50 u. 64.

stems, so lange wir in dem Gestein einen geologischen Naturkörper und nicht ein ausgedehntes Mineralaggregat schlechthin anerkennen, so ergiebt doch ein Vergleich der aus den Eigenschaften der Schichtung und Massigkeit aus einem Guss abgeleiteten Entstehungsbedingungen als theoretische Forderung eine dritte Gesteinsbildungsweise, diejenige, der Gesteine der ersten Erstarrungskruste der Erde. Gleichwie in den Massengesteinen ist in den Resultaten dieses ersten Erstarrungsprocesses planetarischer Rohstoff Gestein geworden, aber nicht als Durchbruchsgestein in radial gegen die Erdoberfläche aufstrebenden Ergüssen in die Hohlformen einer bereits vorhandenen, in ihrem Gleichgewichtszustande gestörten Erdfeste, sondern als die erste concentrische feste Hülle des Planeten, welche die erste normgebende Richtfläche und damit zugleich die erste Gleitbahn und Ablagerungsfläche, sowie den ersten zerlegbaren Gesteinsstoff darbietet für alle folgenden concentrischen Aufbereitungs- und Aufschichtungsgebilde.

Es darf vom heutigen Standpunkte unseres Wissens als sehr fraglich bezeichnet werden, ob sich jemals ein Antheil der krystallinischen Schieferformation, den man naturgemäss im sogenannten Fundamentalgneiss zu suchen haben würde, mit Sicherheit als erste Erstarrungskruste wird nachweisen lassen. Diese Unsicherheit hinsichtlich derjenigen Gesteine, die vom geologischen Standpunkte aus ganz besonders die »protogenen« oder die »ursprünglichen« genannt zu werden verdienen, erinnert an den historischen Charakter der Geologie. Auch die Petrographie als geologische Disciplin kann diesen Charakter nicht verleugnen; darum hebt consequenterweise jedes rein genetische petrographische System, ganz wie die historische Geologie mit dem mehr dem Gedanken als der Wirklichkeit nach greifbaren Mythos von den Gesteinen der ersten Erstarrungskruste[1]) an, jedes natürliche, auf

[1]) Darum scheint mir auch die von J. Roth in seinen »Gesteinsanalysen« und »Beiträgen zur Petrographie der plutonischen Gesteine« gebrauchte Anordnung dem durch die abweichende Auffassung der krystallinischen Schiefer als Plutonite charakterisirten Standpunkte des Autors angemessener, als die neuerdings im 2. Bande seiner »Allgemeinen und chemischen Geologie« gewählte.

die Eigenschaften der zu beschreibenden geologischen Körper aufgebaute System dagegen wird bis zum thatsächlichen Nachweis jener uranfänglichen Gesteine die Bezeichnung »protogen« oder »ursprünglich« auf den Rohstoff der Massengesteine im Gegensatz zu dem aufbereiteten Stoff der Schichtgesteine anwenden.

Kaum dürfte ein passenderer Anhaltspunkt als diese aus den vortrefflichen petrographischen Lehrabschnitten, beziehungsweise Lehrbüchern C. F. NAUMANN's[1]) und F. ZIRKEL's[2]) entlehnten Bezeichnungen gefunden werden, wenn es gilt den Unterschied in der Auffassung des Gesteinsbegriffs darzulegen, wie er sich in den Systemen verschiedener Zeiten und verschiedener Autoren widerspiegelte. Wenn beide Autoren die schichtweise niedergeschlagenen Producte des chemischen und z. Th. durch die Organismen vermittelten Aufbereitungsprocesses, wie Kalkstein, Gyps, Steinsalz, mit den massigen Erstarrungsgesteinen, wie Granit, Porphyr, Basaltlava u. s. w., in ein und dieselbe Hauptklasse der protogenen (krystallinischen) oder ursprünglichen Gesteine zusammenordnen und beide den Producten des mechanischen Aufbereitungsprocesses nebst den chemischen Reststoffen als den deuterogenen (klastischen) oder Trümmer-Gesteinen gegenüber stellen, so geben sie darin deutlich zu erkennen, dass ihr Gesteinsbegriff im massenhaft vorkommenden Mineralaggregate (Stoffaggregate) aufgeht. Denn nur darum, weil das idealisirte, d. h. unter Vernachlässigung der so häufigen thonigen oder sandigen Beimengungen betrachtete Mineralaggregat jener einfachen Salz-Gesteine ein autigenes (KALKOWSKY) ist, d. h. ein solches, welches sich auf primärer Lagerstätte befindet oder *in situ* seinen Ursprung fand, wird durch Uebertragung auch das aus diesem Mineralaggregat aufgeschichtete Gestein ursprünglich genannt. Demgegenüber wird der Petrograph, der sich der vollen Natur des Gesteins als einer nach gemischten Aggregationsbedingungen erfolgten Verkörperung geologischer Bildungsgesetze bewusst ist, stets betonen, dass die krystallinischen Schichtgesteine ebensowenig

[1]) Lehrbuch der Geognosie 2. Aufl. 1857, in der ersten Auflage (1850) heissen die Klassen schlechthin krystallinische und klastische Gesteine.

[2]) Lehrbuch der Petrographie 1866.

ursprünglich heissen können, als die klastischen Schichtgesteine oder Trümmergesteine. Er wird stets im Auge behalten, dass der Rohstoff der Massengesteine durch ein und denselben Aufbereitungsprocess chemisch zerlegt und mechanisch gesondert wird, und die allergewöhnlichsten Schichtgesteine, wie z. B. die Mergel, als natürliche Verkörperungen dieser untrennbaren Einheit der Schichtgesteinsbildung hervorheben.

Will man den Maassstab, welchen C. F. Naumann, R. Blum, F. Zirkel und viele ihrer Zeitgenossen an das Gestein legten und legen, recht würdigen, so muss man weiter zurückgreifen in der Entwicklungsgeschichte der Petrographie. Alexander Brongniart und Carl Caesar v. Leonhard gelten mit Recht als die Väter unserer Wissenschaft. Aber bevor der erstere die Gesteine 1813 in »roches homogènes et roches hétérogènes« eintheilte [1]) und ehe der letztere zehn Jahre später seine »Charakteristik der Felsarten« als Fundamentalwerk [2]) herausgab, hatte der geniale Mineraloge R. J. Hauy am 30. October 1811 an den Herausgeber des Taschenbuchs jene für die Ausgestaltung der Petrographie so folgenschwere Worte niedergeschrieben: »j'ai conçu l'idée de classer cette suite (de roches) minéralogiquement« [3]). Nicht die Fülle geognostischer Beobachtungen gab dem grossen Zeitgenossen A. G. Werner's jene Idee ein, nicht vom Centralplateau, vom Vesuv, vom Rhonethale oder von Predazzo her, wie die Briefe Leopold v. Buch's datiren seine Zeilen; bezeichnenderweise vielmehr ist das mineralogische Cabinet in Paris ihr Ausgangspunkt und die Vergrösserung der für die Sammlungen bestimmten Räume die nähere Veranlassung zur Anregung der in dem Briefe mitgetheilten Idee.

Weil Hauy in dem Werner'schen System nicht so sehr die Naturgeschichte der Gebirgsarten als vielmehr deren Geschichte fand, fühlte er sich gedrängt, die Gesteine nach ihren natürlichen Eigenschaften (d'après les caractères, qui leur sont propres et qui les suivent par toute méthode géologique) zu ordnen.

[1]) Journ. des min. XXXIV, 31.

[2]) In 3 Bänden 1823 bis 1824 erschienen.

[3]) Leonhardt's Taschenbuch, Bd. 6, S. 323 ff.

Die sachliche Nothwendigkeit einer solchen systematischen Ordnung ist für eine beschreibende Naturwissenschaft so einleuchtend, und kam so sehr den bereits üblichen Gesteinsbeschreibungen entgegen, dass ihr auf die Dauer auch die Anhänger der WERNER'schen Schule keinen Widerstand entgegenzusetzen vermochten. Selbst LEOPOLD v. BUCH kämpfte vergeblich dagegen an. Dennoch wird sein kräftiger und fast paradoxer Widerspruch[1]) stets unvergessen bleiben als Ausdruck des geologischen Gewissens. Denn als Mineraloge sah HAUY die Gesteine lediglich als massenhafte Mineralvorkommen an und theilte sie ohne Rücksicht auf ihre geologischen Eigenschaften nur nach mineralogisch-chemischen Unterschieden ein. Er machte die Petrographie thatsächlich zum Appendix der Mineralogie und so war es ganz correct, dass er sein petrographisches System mit den Klassen der »substances pierreuses et salines, métalliques, combustibles (non métalliques)«, deren Grundzüge in den Klassen des QUENSTEDT'schen Mineralsystems (Steine, Salze, Erze, Bronze) wiederkehren, anhangsweise im vierten Bande seines Traité de Minéralogie veröffentlichte[2]).

In den Ordnungen und Familien dieser Klassification und in denjenigen der meisten Systeme französischer oder belgischer Autoren der drei ersten Viertel dieses Jahrhunderts, beispielsweise der Systeme CORDIER's[3]), ALEX. BRONGNIART's[4]), OMALIUS d'HALLOY's[5]), DAUBRÉE's[6]), bildet in der Regel ein mehr oder weniger

[1]) Ueber den Gabbro mit einigen Bemerkungen über den Begriff einer Gebirgsart. Gesammelte Schriften II, S. 85ff.

[2]) 1822. 2. édit. p. 518. Nur die 5. Klasse in HAUY's System hat einen ausgeprägt geologischen Charakter, indem sie die »roches d'origine ignée suivant les uns aqueuse suivant les autres, d. h. die Basalte, Dolerite, Trachyte, kurz die neoplutonischen Eruptivgesteine in sich begreift. Wie sehr musste doch der »Streit um den Basalt« die Geister erregen, dass er selbst den grossen Mineralogen nöthigte, die Consequenz seines Systems zu brechen!

[3]) cf. C. C. v. LEONHARD's Charakteristik der Felsarten, Bd. 3, sowie die vollständigeren Veröffentlichungen durch KLEINSCHRODT in LEONHARD's Jahrb. 1831 und durch CHARLES d'ORBIGNY 1868.

[4]) Journ. des min. XXXIV, S. 31, sowie das in den folgenden Worten des Textes citirte spätere Werk.

[5]) Des roches considérées minéralogiquement. 1841.

[6]) Classification adoptée par la collection du muséum d'hist. naturelle des roches 1867.

auffällig, keineswegs aber stets procentisch vorwaltendes Mineral oder eine chemische Charakteristik die Grundlage (base, principe dominant), wonach roches feldspathiques, diallagiques, micacées, quarzeuses, ferner alcalines, carbonatées, sulphatées u. s. w., unbeschadet ihrer sonstigen geognostischen oder structurellen Eigenschaften unterschieden werden. Wenn dann Alex. Brongniart, dessen 1827 erschienene Classification et caractères minéralogiques des roches homogènes et hétérogènes uns diese Methode in musterhaft klarer und consequent durchdachter Darstellung vorführt, die in dem Titel hervorgehobenen Begriffe der Gleichartigkeit und Ungleichartigkeit des Mineralaggregats über alle anderen Eintheilungsgründe stellt, so tritt auch hierin wieder das Bestreben hervor, das petrographische System dem mineralogischen organisch anzugliedern. Ja es giebt wohl kaum ein unumwundeneres Eingeständniss für dies Bestreben, als die Worte jenes Autors: »L'histoire minéralogique des roches simples ou homogènes, ou du moins de celles, qui nous paroissent telles, doit être faite dans les traités de minéralogie proprement dits«[1]; zumal zu der Zeit, als Brongniart diese Worte schrieb, welche nicht nur dem Statuenmarmor und Steinsalze, sondern auch dem Mergel, Thonschiefer und den Basalt- und Porphyrgrundmassen galten, Cordier bereits seine äusserst scharfsinnigen mikroskopisch-physikalisch-chemischen Analysen der Basalte und anderer vulkanischer Gesteine ausgeführt hatte.

Wenn Brongniart's ebenbürtiger Fachgenosse Carl Caesar v. Leonhard und seine Nachfolger in Deutschland es vermeiden, so sichtlich binär, ternär oder quaternär gemengte Mineralaggregate, wie diejenigen der meisten deutlich krystallinisch-körnigen Massengesteine und krystallinischen Schiefer dem mineralogischen Princip zu lieb unter den Gesichtspunkt nur einer Mineralspecies als eines principe dominant zu stellen, beispielsweise den Granit einseitig als Feldspathgestein, den Gneiss als Glimmergestein u. s. w. zu classificiren, wenn wir in dem Vaterlande A. G. Werner's die Ordnungen und Familien der Gesteine vielmehr nach der Structur

---

[1]) a. a. O. S. 2.

des Mineralaggregats, insbesondere nach der körnigen, porphyrischen, dichten und schiefrigen Structur abgegrenzt finden, so ging doch gerade jene BRONGNIART'sche Klasse der homogenen, gleichartigen (C. C. v. LEONHARD) oder einfachen Gesteine, als besondere Verkörperung des mineralogisch verstandenen Gesteinsbegriffs in die Systeme vieler deutschen Petrographen über. In der That, so fest eingewurzelt ist die HAUY-BRONGNIART'sche Grundanschauung auch in der deutschen Wissenschaft, dass sie selbst nach Einführung der mikroskopischen Untersuchung der Gesteine im durchfallenden Lichte, z. Th. sichtlich begünstigt durch eine einseitige Beschäftigung mit dem aus dem geognostischen Zusammenhange herausgelösten Gesteinssplitter, wiederholt zur systematischen Ausprägung gelangte. Denn kaum schien jene Klasse der Einfachen Gesteine in der petrographischen Eintheilung C. F. NAUMANN's überwunden, als sie von Neuem aufgestellt wurde: anfänglich wie in den petrographischen Lehrbüchern R. BLUM's[1]) und F. ZIRKEL's (1866) nur als Unterabtheilung der krystallinischen (protogenen) Gesteine NAUMANN's, seit 1872 aber wieder als Hauptklasse in den Systemen v. LASAULX's[2]), HERM. CREDNER's[3]) und O. LANG's[4]).

Sind auch die kryptomeren (adelogenen HAUY) Gesteinsmassen, die aphanitischen Zustände der Basalte, der Petrosilex, der Thonschiefer und dergleichen, längst aus der Reihe jener Einfachen Gesteine verschwunden, so fehlen doch auch heutzutage nicht Beispiele, die recht grell den Widerspruch dieser Klasse mit der geologischen Natur des Gesteins erkennen lassen: wenn z. B. die gewöhnlichen Mergel (marnes) von ALEX. BRONGNIART bis in die neueste Auflage der Elemente HERM. CREDNER's (1883) zu den Einfachen Gesteinen, »die aus einer Mineralsubstanz bestehen und zum grossen Theile krystallinische Aggregate von Individuen einer einzigen Mineralspecies sind (CREDNER)«[5]), gestellt wer-

---

1) Lithologie 1860.

2) Elemente der Petrographie 1875. Einfache oder homomicte Gesteine.

3) Elemente der Geologie 1872 bis 1883 in fünf Auflagen.

4) Petrographie 1877.

5) a. a. O., S. 40.

den, trotz dem, dass sie »innige Gemenge von Kalkstein oder Dolomit mit Thon« u. s. w. sind, deren »Thongehalt zwischen 20 bis 60 pCt. der ganzen Gesteinsmasse beträgt« [1]), so zeigt die Vernachlässigung von 20 bis 60 pCt. mechanisch eingeschlämmten Thon - Sediments zu Gunsten der Mineralspecies Kalkspath oder Dolomit doch hinreichend die unnatürliche Consequenz solcher Systematik.

Die gleiche Unzuträglichkeit macht sich aber auch jenen Systemen gegenüber geltend, die nicht so sehr die Mineralspecies, als vielmehr den »krystallinischen (protogenen oder autigenen)« oder »klastischen (deuterogenen oder allotigenen)« Zustand des jeweiligen Mineralaggregats im Gestein in den Vordergrund stellen. Rein theoretisch betrachtet macht ja diese bereits in den saxis mixtis et saxis aggregatis [2]) des Wallerius vorgezeichnete Eintheilungsweise in ihrer begrifflich scharfen Scheidung des an Ort und Stelle (*in situ*) durch die Krystallisationskraft Ausgeschiedenen von den der Schwere nach mechanisch zusammengehäuften Schutt- und Restbildungen anscheinend einen sehr natürlichen Eindruck.

Nach den einleitenden Bemerkungen über den wahren Begriff und die wahre Natur des Gesteins, als der Verkörperung geologischer, d. h. zusammengesetzter, gemischte Aggregationsbedingungen mit sich bringender Kräfte, erregt aber gerade diese scharfe Scheidung die gewichtigsten Bedenken. Das Wort »allzuscharf macht schartig« kann in der Petrographie kaum genug beherzigt werden, nachdem wir erkannt, dass der Uebergang zum Wesen des Gesteins gehört. Praktisch fallen in der That die Mergel, die Salz- und Gypsthone, die kalkigen Sandsteine und viele Quarzite, die Schieferthone und ein Theil der Thon- und namentlich die sogenannten Grauwackenschiefer, kurz die grosse Anzahl aller gemischten (hemikrystallinen, hemiklastischen oder

[1]) ibidem, S. 48.

[2]) Damit übereinstimmend ist Alex. Brongniart's Eintheilung seiner roches hétérogènes in cristallisées et aggregées, während der ältere Haidinger unter saxa aggregata vielmehr die krystallinischen Gesteine begreift und denselben die klastischen als saxa agglutinata gegenüberstellt.

krystallinisch-klastischen) Schichtgesteine, recht in die Mitte zwischen die zwei Hauptklassen dieser Systeme.

Als daher trotz solcher einschneidenden Mängel auch VOGELSANG 1872 in seinen vielfach recht beachtenswerthen Betrachtungen und Vorschlägen[1]) abermals für die Eintheilung »der Massen« [2]) an erster Stelle schlechthin das Mineralaggregat und die daraus abgeleiteten Begriffe der krystallinischen und klastischen, der einfachen und der gemengten Gesteine herangezogen hatte und alsbald die ersten Entwürfe zu den Systemen v. LASAULX's und HERM. CREDNER's gefolgt waren, hielt ich es für sach- und zeitgemäss meine Auffassung der Gesteine als geologischer Körper und deren Haupteintheilung nach dem gesetzmässigen massigen und schichtigen Verhalten des Mineralaggregats in der Raumerfüllung darzulegen.

Allmählig scheinen diese beiden Grundstructuren denn auch mehr und mehr zur richtigen vollen Würdigung und praktischen Verwerthung zu gelangen. H. ROSENBUSCH's unumwundene Zustimmung, welche sich bereits in dem Titel seiner »Mikroskopischen Physiographie der massigen Gesteine (1877)«, mehr aber noch in der Einleitung zu diesem jedem Petrographen unentbehrlichen Werke bekundet, darf in dieser Hinsicht als besonders vielversprechend hervorgehoben werden. Aber auch jene Systeme v. LASAULX's, HERM. CREDNER's und O. LANG's, die an der aus der mineralogischen Auffassung des Gesteinsbegriffes abgeleiteten Haupteintheilung festhalten, haben doch jene Grundstructuren verwerthet, um zu einer möglichst natürlichen Abgrenzung der Erstarrungsgesteine zu gelangen. Den deutschen Petrographen, welche, dank dem nachhaltigen Einflusse WERNER's und v. BUCH's, niemals so einseitig von der geologischen Bedeutung des Gesteins abgewichen sind, als die Mehrzahl ihrer älteren französischen Fachgenossen, ist die Unterscheidung des Massigen und der Schichtstructur innerhalb der specifisch petrographischen Structurenlehre überhaupt nicht fremd.

---

[1]) Ueber die Systematik der Gesteinslehre und die Eintheilung der gemengten Silicatgesteine von H. VOGELSANG. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XXIV, S. 522 ff.

[2]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1872, Bd. XXIV, S. 784 und 785.

Während das durch Begriffsschärfe und Consequenz in der Durchführung des einmal erwählten mineralogischen Princips ausgezeichnete Compendium Alex. Brongniart's mit den Worten »Ce qu'on nomme structure en grand n'appartient qu'aux terrains[1])«, jene Unterscheidungen kurzweg aus der Petrographie ausweist, giebt z. B. C. F. Naumann in dem petrographischen Theile seines klassischen Lehrbuchs der Geognosie nicht nur eine Erklärung der Structurbegriffe massig und geschichtet, sondern sogar eine durch Abbildung des Grubencompasses illustrirte Unterweisung, wie man das Streichen und Fallen der Schichten aufzunehmen habe. Wer in dem Gesteine den geologischen Naturkörper erblickt, wird diese Anweisung zur Bestimmung der Lage geologischer Flächen in oder an dem Raumkörper hier ebenso begründet finden, als die Anweisung zur Bestimmung einer inneren oder äusseren Krystallfläche in einem Lehrbuche der Mineralogie. Wenn wir dann aber in demselben Lehrbuche (2. Ausg. Bd. I, S. 383) die Aufgabe der Petrographie also bestimmt finden: »sie hat die Verhältnisse der Gesteine nur in so weit zu berücksichtigen, als sie sich in einzelnen Handstücken oder an einzelnen Beobachtungspunkten zu erkennen geben und darstellen lassen«, so erkennen wir hierin wie in dem principiellen Ausschlusse der Raumkörper (Gang, Stock, Kegel, Strom u. s. w.) aus dem Lehrstoffe der Petrographie sofort wieder den Einfluss der Hauy-Brongniart'schen Schule.

Obzwar ein weiter Abstand die Cabinetstück-Petrographie des Mineralogen Hauy von der Handstück-Petrographie des Geologen Naumann trennt, ist doch ganz unverkennbar, dass gerade darum die Charaktere der Schichtung und Massigkeit aus einem Guss bei Naumann und Anderen, wie vordem überhaupt keine oder nur untergeordnete systematische Verwerthung gefunden haben, weil sie in einzelnen »Handstücken oder an einzelnen

[1]) a. a. O. Classification etc., p. 21, Note 2. Vézian dagegen z. B. theilte neuerdings in seinem Prodrome de géologie ein in roches stratifiées und roches éruptives und schon 1811 kommen bei Tondi montagnes à masse (Urgranit) neben den montagnes à lits (Gneiss, Glimmerschiefer u. s. w., aber auch Granit und Porphyr) und den montagnes à couches (Flötzgebirge, einschliesslich Flötztrapp) in einer dem Werner'schen System nachgebildeten, chronologisch-geologischen Eintheilung vor, welche den Process der allmähligen Abstraction solcher Begriffe aus der Natur gut beleuchtet.

Beobachtungspunkten« allerdings nicht jedesmal mit Sicherheit erkannt werden können[1]). Namentlich praktische Rücksichten auf den Lernenden haben sich gewiss hierin ebenso zur Geltung zu bringen gewusst, wie sie von VOGELSANG nach einer anderen Seite hin als mitbestimmend für die Systematik hervorgehoben worden sind. Auch ich möchte praktische Rücksichten gewahrt wissen, halte aber die »Befriedigung der in der Schule Lernenden« am Handstücke oder Splitter nicht für das praktische Lehrziel und einen die geologische Rolle des Gesteins hintanstellenden einseitig mineralogisch ausgeprägten Schlüssel zum Bestimmen der Handstücke oder Splitter nicht für die praktische Lehrmethode. In der Ueberzeugung, dass unser im günstigsten Falle an recht zahlreichen, mit feinem geologischem Tacte gesammelten Gesteinsproben erläuterter Vortrag nicht im Stande sei, einen ganz richtigen Begriff von den einzelnen Gesteinen zu geben, sondern nur zu deren Studium in der Natur anleiten könne, möchte ich als Lehrziel vielmehr jenes möglichst intensive Gefühl des Unbefriedigtseins hinstellen, welches den Lernenden vom Handstücke hinaustreibt in die hehre Lehrhalle der Natur. Hätten z. B. auf dem allerschwierigsten geologischen Erfahrungsgebiete die Petrographen nicht Decennien lang nach den Handstücken so zuverlässig gewusst, dass man unter Gneiss ein schiefrig-körniges Mineralaggregat von Quarz, Feldspath und Glimmer verstehe, so wären wir heute aller Wahrscheinlichkeit nach schon klarer darüber, wieviel Gneiss die Werthigkeit einer vom Normaltypus Granit nur structurell abweichenden Facies besitzt und wieviel als ein aus dem Glimmerschiefer- oder Quarzitschiefer-Typus durch Hinzutritt des Feldspathes hervorgegangenes Schichtgestein aufgefasst werden kann.

Die praktischen Rücksichten, welche die Petrographie zu nehmen hat, sind nach ihrer Aufgabe zu bemessen. Soll diese nach VOGELSANG in der »Charakterisirung der Massen« bestehen,

[1]) Grauwacken und Kalksteine z. B. lassen in einzelnen Vorkommen, Löss und Moränenmergel in der Regel eine deutlich sichtbare Schichtung vermissen, andererseits beeinträchtigt eine stark ausgeprägte Fluidal- oder Lagentextur nicht selten den vollen Eindruck des Massigen und die secundären Faltungs- und Pressungsstructuren (Transversalschieferung u. s. w.) sind geeignet, den Charakter beider Gesteinsgruppen zu verwischen. Dergleichen mehr oder weniger auffällige Ausnahmen bekräftigen aber nur die Regel.

so muss folgerichtig nicht nur eine jede petrographische Untersuchung von der sicheren Grundlage der Erforschung der Einzelvorkommnisse der in der Natur anstehenden Massen ihren Ausgangspunkt nehmen, sondern es muss auch die zusammenfassende Darstellung aller petrographischen Untersuchungsergebnisse derart gegeben werden, dass ihre systematische Ausprägung ohne Schwierigkeit eine angemessene Anwendung gestattet bei Herstellung des petrographischen Antheils geologischer Uebersichts- und Specialkarten. Mit anderen Worten das geologisch Verwandte muss auch als petrographisch verwandt gelten und darf daher nicht begrifflich auseinandergerissen und mit Fremdartigem begrifflich verbunden werden.

Was aber nennen wir geologisch verwandt? Offenbar nicht das lediglich chemisch-mineralogisch Verwandte. Ein Granit und ein daraus hervorgegangener glimmerführender Arkos- oder Feldspathsandstein können in ihren chemisch-mineralischen Bestandtheilen annähernd oder völlig übereinstimmen, dennoch sind sie für den Petrographen ganz verschiedene geologische Körper, weil sie eine verschiedene Grundstructur besitzen. Der geologische Kartograph trägt dieser structurellen Verschiedenheit nicht minder Rechnung, indem er den massigen Granit einer ganz anderen Darstellungsweise unterwirft, als den schichtigen Arkos-Sandstein. Ersteren verweist er unter die »roches«, letzteren unter die »terrains«, so wenigstens auf der geologischen Uebersichtskarte, welche die petrographischen Unterscheidungen innerhalb der geschichteten Formationen nicht kennt.

Die Structur, nicht die chemisch mineralische Durchschnittszusammensetzung ist in erster Linie die Trägerin der geologischen Verwandtschaft der Gesteine, sie muss darum auch nothwendigerweise in der Definition des Gesteinsbegriffes eine angemessenere Stelle als üblich finden. Gesteine sind nicht schlechthin Mineralaggregate, die massenhaft vorkommen oder hervorragenden Antheil nehmen am Aufbau der Erdfeste, es sind vielmehr die Mineral- oder Stoffaggregatmassen, die in gesetzlicher Anordnung die geologischen Raumkörper erfüllen.

Aber nicht nur für die Grundstructuren des massigen und schichtigen Verhaltens gilt jener die höhere geologische Bedeutung der Structur gegenüber der mineralisch-chemischen Durchschnittszusammensetzung hervorhebende petrographische Grundsatz, er gilt auch für gewisse Kategorien der Aggregatstructuren innerhalb der beiden nach jenen Grundstructuren abgetheilten Hauptklassen. So ist z. B. schichtiger Gneiss ganz ersichtlich dem schichtigen Glimmerschiefer weit näher verwandt, als dem obgedachten glimmerführenden Arkos-Sandstein, obwohl der letztere mit ihm den gleichen Mineralbestand theilen kann. So gehören ferner beispielsweise Granit, Tonalit, Syenit und Gabbro trotz ihrer abweichenden Mineralformeln zu derselben eugranitischen (vorwiegend holo-phanerökrystallinen, tuff- und mandelsteinfreien) und ebenso Quarzporphyr, Rhyolith, Trachyt, Porphyrit, Melaphyr, Diabas, Dolerit etc. zu derselben rhyotaxitischen (meist grundmasse- oder basishaltigen, tuff- und mandelsteinführenden) Massengesteinsgruppe. Es dürfte sich indessen empfehlen von hier ab die Massengesteine in einem folgenden Abschnitte für sich zu betrachten.

Aus dem Gneissgebiet des Eulengebirges.

Von Herrn **F. M. Stapff** in Weissensee.

Gliederung des Gneisses.

Kalkowsky hat eine Gliederung des Eulengebirgischen Gneisses versucht, welche man auf Grund seiner Habilitationsschrift »Die Gneissformation des Eulengebirges, Leipzig 1878« folgendermaassen übersichtlich zusammenfassen kann:

1. Untere Gneissstufe.

I. Körnigschuppiger Magnesiaglimmergneiss.

Biotit dunkelröthlichbraun, selten gebleicht; schuppig bis häutig. Feldspäthe und Quarz sandkörnig; Krystallisationstendenz des Quarzes überwiegend. Struktur körnigschuppig, gleichförmig, wegen nahezu gleicher Grösse der constituirenden Mineralindividuen. Accessorien: Fibrolith (Faserkiesel); mikroskopisch: Eisenglanz, Apatit, Granat, Zirkon (wohl Rutil?).

Der unteren Gneissstufe mangeln Amphibolit-, Gabbro-, Serpentin-, Kalk-Lager und Erzgänge.

2. Obere Gneissstufe.

Facies A.

II. Breiflaseriger Magnesiaglimmergneiss.

Mineralbestandtheile wie in I. Krystallisationstendenz des Quarzes weniger ausgesprochen. Struktur nicht sandsteinkörnig, weniger gleichförmig; breitflaserig, stängelig, oft gefältelt; Augen-

gneissstruktur spärlich und wenig charakteristisch. Accessorien: Fibrolith, Cordierit (Pinit); mikroskopisch: Eisenglanz, Apatit, Granat, Zirkon (Rutil?), Kaliglimmer. Pegmatitausscheidungen mit Turmalin.

Facies B.

III. Zweiglimmergneiss.

Kaliglimmer in einzelnen, auffällig dicken, Schuppen; mit dem Magnesiaglimmer nicht parallel verwachsen. Biotit rein braun, leichter zersetzt und öfters gebleicht. Krystallisationstendenz des Feldspathes überwiegend. Korngrösse der constituirenden Mineralindividuen merklich verschieden. Struktur flaserig, ebenschieferig, stängelig, Feldspäthe hie und da porphyrisch eingewachsen; körnige und schieferige Abarten untrennbar vermengt. Accessorien: Mikroskopisch Eisenglanz im Kaliglimmer, Apatit, Granat, Zirkon (Rutil?). Pegmatitausscheidungen fast frei von Turmalin.

In der oberen Gneissstufe Einlagerungen von Amphibolit, Gabbro, Serpentin, Kalkstein, Graphitschiefer; Erzgänge.

Die Reihenfolge dieser 3 Gneisssorten zunächst ganz bei Seite gelassen, will es mir nach den bisherigen Aufnahmen in der Südwesthälfte der Section Charlottenbrunn und entlang dem Nordrand der Section Rudolphswaldau scheinen, als ob I und II zusammengezogen und von III getrennt werden sollten. I und II sind Strukturvarietäten von Biotitgneiss, welche sich weder durch constituirende noch accessorische Mineralien, sei es im Gestein selbst oder in pegmatitischen Ausscheidungen desselben), unterscheiden. Besonderes Gewicht muss auf das Vorkommen eines Thonerde-(Magnesia)silikates in beiden gelegt werden; ob dasselbe Cordierit ($\dddot{\text{Al}}\,\ddot{\text{Si}}^3 + 3\,\text{Mg}\,\ddot{\text{Si}}$), dessen Zersetzungsprodukt Pinit ($\dddot{\text{Al}}\,\ddot{\text{Si}}^2 + \dot{\text{R}}\,\ddot{\text{Si}}$), Andalusit ($\dddot{\text{Al}}^8\,\ddot{\text{Si}}^9$) oder Fibrolith (d. h. mit Bucholzit ($\dddot{\text{Al}}^2\,\ddot{\text{Si}}^3$ resp. $\dddot{\text{Al}}^8\,\ddot{\text{Si}}^9$) durchwachsener Quarz sei, ist zunächst weniger wesentlich; doch scheinen die genannten Mineralien mit der jemaligen Strukturform des Biotitgneisses in einer

gewissen Wechselbeziehung zu stehen. Hinsichtlich des von Kalkowsky hervorgehobenen Mangelns von Amphibolit und Gabbro (Serpentin) in der unteren Gneissstufe ist zu bemerken, dass solche in I und II vorkommen, wenn auch spärlich. Graphitschiefer, welche gleichfalls für die obere Stufe bezeichnend sein sollen, habe ich bisher nur in I und II gesehen. Kalksteinlager, Erzgänge, bedeutendere Amphibolit- und Gabbro-Einlagerungen dürften überhaupt weniger Kalkowsky's 2. Stufe angehören, als vielmehr deren Facies B (Zweiglimmergneiss). Dies berücksichtigt, gestaltet sich die Gliederung ungefähr so:

1. Biotitgneiss.

Brauner schuppig-häutiger Magnesiaglimmer, Orthoklas (Oligoklas), Quarz. Accessorisch: Fibrolith, Cordierit, Andalusit, Pinit. In Pegmatitwülsten Turmalin. Graphitimpregnationen, Einlagerungen von Amphibolit und Gabbro spärlich. Keine Kalksteinlager und Erzgänge (?).

I. Körnigschuppiger Biotitgneiss.

Constituirende Mineralindividuen gleichgross. Quarz vor dem Feldspath auskrystallisirt. Struktur gleichförmig sandsteinkörnig-schuppig.

II. Breitflaseriger Biotitgneiss.

Mineralindividuen ungleich gross. Quarz und Feldspath nebeneinander auskrystallisirt. Struktur nicht sandsteinkörnig, weniger gleichförmig; breitflaserig, stängelig, oft gefältelt. Augengneissstruktur sporadisch und unwesentlich.

2. Zweiglimmergneiss.

Dickere Kaliglimmerschuppen mit den braunen Magnesiaglimmerfetzen nicht parallel verwachsen. Orthoklas, Oligoklas, Quarz. Krystallisationstendenz des Feldspathes überwiegend, womit auch dessen porphyrische Ausscheidung (Augengneissstruktur) sich reimt. Korngrösse der constituirenden Mineralindividuen

merklich verschieden. Struktur körnigflaserig, ebenschieferig, stängelig, so dass wohl dieselben Strukturabarten vorkommen mögen, wie beim Biotitgneiss I und II. Kein accessorischer Fibrolith und dergl. Pegmatitwülste ohne Turmalin (?). Einlagerungen von Amphibolit, Gabbro, Kalkstein, Graphitschiefer. Erzgänge.

III. Zweiglimmergneiss.

(Eine Giederung desselben, im südlicheren Theil des Gebirges, hat Dr. DATHE versucht.)

In dieser Form entspricht KALKOWSKY's Gliederung meinen bisherigen Beobachtungen; sie lässt sich als Ausgangspunkt für weitere Untersuchungen beibehalten und nöthigenfalls modificiren. In dieser Beziehung sei sofort erwähnt, dass in der Natur zwischen Biotitgneiss (I und II) und Zweiglimmergneiss (III) keine so scharfe Grenze besteht, als sie das Schema fordert; wenigstens ist es noch nicht geglückt die Criterien für selbige zu ermitteln. Ebenso sind die Strukturformen I, II des Biotitgneisses durch Uebergänge mit einander verknüpft.

Körnigschuppiger Biotitgneiss (I).

Die Aehnlichkeit des feinkörnig-schuppigen Biotitgneisses mit Glimmersandstein wird noch frappanter, wenn das Gestein angewittert und gebleicht ist. Häufig veranlasst aber der dichte Wechsel glimmerreicher Lagen mit zusammenhängenden oder (so zu sagen) punktirten quarzfeldspathreichen eine dünne Parallelstreifung. Hiermit ist die Reihe der Uebergänge in Biotitgneiss II eröffnet; einen anderen Ausgangspunkt dazu bedingt zunehmende Grösse der immer noch sandkörnigen Quarz- und Feldspathindividuen. Spiessig gestreckte Glimmerschüppchen bilden auf dem Hauptbruch nicht selten filzige Häute. Oligoklas mit Hülfe des Mikroskops zu erkennen.

Glimmerschieferige Abart. Die stets krystallinischen Quarzkörnchen herrschen gegen die dazwischen ausgeschiedenen Feldspathpartikel vor; manchmal zu dem Grade, dass einzelne

Gesteinsschichten glimmerschieferähnlich werden, besonders wenn zusammenhängende Biotithäute den Hauptbruch bekleiden [1]. Da diese glimmerschieferartigen Schichten aber stets mit anderen Gneissabarten wechseln, ohne selbstständige Zonen zu bilden, so glaube ich nicht dass sie kartirt werden können. Dieselben Mineralassociationen, welche im Gneissgebiet glimmerschieferartig erscheinen, könnte man im Glimmerschiefergebiet oft als gneissartige bezeichnen.

Quarzitschieferähnliche Abart. Dünn und eben geschieferter, dunkelstreifiger, feldspathhaltiger, Quarzitschiefer mit kleinen Biotitschüppchen kommt anstehend, oder doch in Lesesteinen, bei den alten Graphitschürfen (Neugericht, Langebrachen) vor, sowie in der Streichrichtung der Bärsdorfer Graphitschiefer zwischen Bärsdorf und Niedertannhausen, und hinter dem Hausdorfer Eiskeller. Trotz unbedeutender Mächtigkeit wird er hier erwähnt, wegen seines augenscheinlichen Connexes mit den Graphitvorkommnissen.

Am Nordabhang des Mulenberges zieht sich (nach Lesesteinen zu urtheilen) ein Streif festen, quarzfeldspathreichen, brockigen oder dünnschieferigen, Fibrolithhaltigen Gesteins, welches mit dem vorgenannten nicht identificirt werden kann.

Fibrolith etc. Der für den Biotitgneiss so bezeichnende Fibrolith (und verwandte Mineralien) tritt in zwei wesentlich verschiedenen Formen auf. Theils fein-nadelförmig in Quarzlamellen, welche dadurch zartfaserige Struktur und Seidenglanz annehmen, besonders wenn die Lamellen durch oberflächliche Witterung gleichsam angeätzt sind. Auf frischem Gesteinsbruch dagegen ist der Fibrolith nicht immer leicht zu erkennen. Die Quarzlamellen sind oft zu kleinen Knoten angeschwollen, welche auf angewitterten Blöcken von B I wie Perlschnüre oder Linsenreihen hervortreten. Theils liegen im feinsandsteinkörnigen Biotitgneiss rundliche Krystalloide und Mandeln eines mehr oder weniger zersetzten Minerales, welches nach einzelnen quadratischen oder

[1] Genau so verhält es sich bei dem körnigschuppigen Biotitgneiss im Inneren des Gotthardmassives, welcher dem Eulengebirgischen überhaupt ähnelt.

abgestumpft rhombischen Querschnitten zu urtheilen, Andalusit oder Cordierit gewesen sein kann. Für ersteren spricht dessen chemische Identität mit Fibrolith (Bucholzit); für Cordierit dessen Vorkommen im Gewebe des gröber struirten Biotitgneisses II. Die Mandeln sind oft mit Biotit überzogen und auslösbar, oder zu einem porösen Haufwerk von Quarz- und Glimmerschüppchen zersetzt. In Knoten mit abgerundeten Krystallisationsumrissen gewahrt man dagegen manchmal einen grünlichen, glas-ölglänzenden, Kern mit gelblichem Hof von Quarz und Glimmer.

Verwitterung; Boden des Biotitgneisses (I). Der feinkörnig schuppige Biotitgneiss verwittert leicht zu tiefem rostgelbem, sandig-lehmigem Boden. Seiner leichten Verwitterbarkeit ist es zuzuschreiben, dass man nach Lesesteinen seine Verbreitung leicht unterschätzt. Denn in den »Steinbergen« fallen die grösseren Steine des widerstandsfähigeren breitflaserigen Biotitgneisses (II) so in die Augen, dass man die unansehnlichen, abgerundeten, rostig durchwitterten, Bollen des körnigschuppigen leicht übersieht, trotz ihrer Masse. So arm wie der sandig-rollige Boden nach Steinkohlensandstein wird jener nach Biotitgneiss (I) nicht einmal auf Bergköpfen.

Breitflaseriger Biotitgneiss (II).

Grundtypus desselben scheint dickstreifiger Gneiss, in welchem weisse Lagen von Quarzfeldspath mit spärlich eingesprengten Glimmerschüppchen durch Schuppen, Flatschen und Häute von braunem Biotit getrennt sind. Im Quarzfeldspath herrscht Orthoklas vor; zwischen seinen krystallinischen Körnern, selbst Krystallen, ist der Quarz ausgeschieden, so dass die Lamellen keine Sandsteinstruktur besitzen. Einzelne Plagioklaskörner. Geradezu charakteristisch für den breitflaserigen Biotitgneiss ist Fältelung, Abquetschung, Zerstückelung, Wirrung der Quarzfeldspathlamellen. Dann stellt sich mitunter Augengneissstruktur



ein, bei der aber unterschieden werden muss, ob die Augen rundliche Feldspathkrystalloide sind, oder zu Knoten zusammengeschlagene Lamellen, oder gar nur kurze, aus dem Zusammenhang geschobene Stückel solcher. Eigentlich bedingen nur erstere wirkliche Augengneissstruktur; die drei erwähnten Erscheinungen treten aber so oft nebeneinander auf, dass sie leicht verwechselt und nicht immer getrennt werden können, so wünschenswerth hier auch eine scharfe Trennung wäre. Denn wenn vielleicht wirklichem — porphyrischem — Augengneiss eine geologische Stellung einzuräumen ist, so gilt dies durchaus nicht von Gneisspartieen, welche durch äussere mechanische Kräfte augengneissähnlich gequetscht sind. Aechter breitflaseriger Biotitaugengneiss ist aber recht selten; kaum die am Geierstein, nördlich von Wüstewaltersdorf, kartirte kleine Partie entspricht der strengen Definition. Wenn auch durch Zusammenquetschen von Faltenschlingen entstanden, zeigen die Knoten oft gleich orientirte schimmernde Spaltungsflächen, als ob je ein einziges Feldspathindividuum sie bildete. Vielleicht ist zwischen dem zerquetschten Feldspath nachmals Feldspath auskrystallisirt, und zwar durch und durch gleich orientirt. Rings um die Feldspathaugen sitzen oft Flimmern von Kaliglimmer. Einzelne breitflaserige Gneissblöcke mit spärlichen, aber bis eigrossen, Augen trifft man hie und da; z. B. auf dem Mittelberg, zwischen Wäldchen und Bärsdorf, zwischen Mitteltannhausen und »der Buche«.

Fibrolith u. a. Accessorien. Fibrolithquarzplatten sind im breitflaserigen Gneiss fast noch häufiger als im körnigschuppigen; sie treten wegen der so gewöhnlichen Quetschung und Faltung des Gesteins nicht selten als gewundene, seidenglänzende, faserige bis striemige Flächen hervor, die nicht immer der Parallelstruktur folgen, sondern wie die Bekleidung von Gleitlossen erscheinen. Verschieden farbiger Cordierit füllt oft die Zwischenräume zwischen Quarzkörnern, ist aber nicht immer leicht und ohne weiteres zu erkennen. Kleine, sehr spärlich eingestreute Granaten wurden auf dem Breitenstein, Mittelberg, oberhalb Toschendorfer Gassenhäuser, nördlich vom Hexenstein, am Fuss des Thielberges (Hausdorfer Weistritzbrücke) beobachtet. Es

harmonirt mit der feinkörnigen Struktur des Biotitgneisses (I) und der grobkörnigen des Biotitgneisses (II), dass in letzterem auch makroskopische Granaten vorkommen. Besonders häufig sind Granaten in den granulitähnlichen Quarzfeldspathlamellen, welche papierdünn bis fussdick den schuppigkörnigen Biotitgneiss am Thielberg durchwinden. Riesenbiotitgneiss, worin sich der Glimmer in glimmerreiche Gneisslagen, die Quarzfeldspathlamellen in Granulit auflösen, wäre eine verständliche Bezeichnung dieses Gesteins.

Verwitterung und Boden des breitflaserigen Biotitgneisses. Derselbe verwittert merklich schwerer als der körnigschuppige, wie schon seine grossen, oft noch scharfkantigen, Blöcke auf den »Steinbergen« bekunden. Er giebt steinigen, griesigen, aber dennoch lehmigeren Boden als der Biotitgneiss (I), und wird mit vieler Mühe gern bearbeitet und noch gerodet; denn er hält die Feuchtigkeit besser zurück als der sandige Boden des körnigschuppigen Biotitgneisses.

Uebergänge aus körnigschuppigem in breitflaserigen Biotitgneiss (I, II).

Die vorgehend beschriebenen zwei Strukturvarietäten des Biotitgneisses sind die Endglieder einer Reihe, welche durch unzählbare undefinirbare Uebergangsformen verknüpft sind. Die Uebergänge erfolgen theils durch Aenderung des Strukturcharakters, theils durch das Zusammenvorkommen beider Gneissvarietäten in vielfach wechselnden Schichten, so dass in einer und derselben Klippe wohl die eine Varietät vorherrscht, aber nur selten ausschliesslich auftritt. KALKOWSKY, welcher die beiden Strukturvarietäten zuerst aufstellte, und als 2 Altersstufen angehörig betrachtet, sagt (l. c. S. 64): »bei Erlenbusch und Mitteltannhausen nimmt der Gneiss eine derartige Struktur an, dass die Entscheidung, welche von beiden Gneissarten vorliegt, ziemlich schwer fällt«. Nun finden sich aber mehr zusammenhängende Gneissentblössungen entlang der Weistritz (Mitteltannhausen, Erlenbusch und thalabwärts) als irgend wo sonst in dem von mir kartirten

Gebiet; und es will scheinen, als ob eine Grenze zwischen den beiden Biotitgneiss-Abarten überhaupt nicht objektiv gezogen werden könnte; — es sei denn nach Lesesteinen?

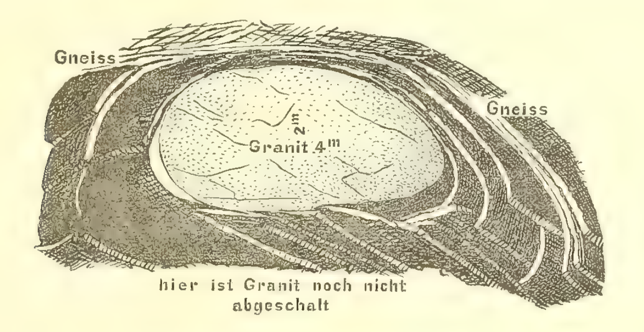
Besondere Einlagerungen im Biotitgneiss.

Pegmatit, aus Orthoklas (und bläulichem Mikroklin), wenig Oligoklas, Quarz und Muscovit bestehend, kommt unregelmässig gang- und wulstförmig ungemein häufig im Biotitgneiss vor; anstehend aber meist nur in B (I, II), (dem Gestein der meisten Klippen) zu beobachten; in losen Steinen auf allen Rösen und Steinbergen nördlich vom körnigschuppigen Knotengneiss. Selten vertritt brauner grossschuppiger oder häutiger Biotit den Muscovit. Schwarzer Turmalin, oft in fingerdicken Krystallfragmenten, ist sehr gewöhnliches Accessorium des Pegmatits, besonders zwischen Obertannhausen, Niedertannhausen, Breitenstein. Dass er den Fibrolith »ausschliesst« (Kalkowsky) lässt sich kaum behaupten, denn letzterer ist Gesteinsgemengtheil, der Turmalin aber nicht; und Fibrolithführende Quarzfeldspathlagen des Gneisses ähneln oft Pegmatit ohne solcher zu sein.

Die unregelmässigen Pegmatitwülste und Fettquarzausscheidungen scheinen Hohlräume zu füllen, die durch Gesteinsquetschung entstanden, öfters von wirrem oder geradezu körniggequetschtem Gneiss umgeben sind; solcher kommt aber auch ohne Pegmatit und Fettquarz an Stauchklüften und Quetschlossen häufig vor. Mit Gang- oder Lager-Granit kann er unmöglich verwechselt werden.

Wirklicher Granit tritt im Biotitgneiss bei Wüstewaltersdorf auf, allerdings so untergeordnet, dass er sich kaum kartiren lässt. Im Steinbruch neben der Säge (zwischen Wüstewaltersdorf und Dorfbach) liegt concordant in streifigem Biotitgneiss (I) ein 4—5 Meter lang aufgeschlossenes, unten 1 Meter mächtiges, nach oben auskeilendes, Lager von weissem zweiglimmerigem, zweifeldspäthigem, glimmerarmem, feinkörnigem Granit, an den Salbändern etwas gröber struirt als in der Mitte. Nahe dem Südrande desselben Bruches eine vom allseitig sich anschmiegenden Gneiss

zwiebelartig umschlossene eiförmige Granitpartie, an der Calotte 4 Meter × 2 Meter blosgelegt. An der Grenze ist kein Uebergang in den einglimmerigen Biotitgneiss wahrzunehmen, kaum undeutliche Flaserung. Granitähnlich ist ein 1/2 Meter mäch-



tiges Lager bei Wilhelmsbad in sandkörnigem Biotitgneiss (I). Glimmerarm, quarzfeldspathreich, von granitischer grobkörniger Struktur, mit braunem Glimmer und reichlichem Fibrolith. Eine metermächtige concordante Einlagerung von grobkörnigem (pegmatitischem) Granit im breitflaserigen Biotitgneiss (II) nächst oberhalb Neugericht (Bachufer) ist gleichfalls nur grobkörnige Ausscheidung mit Granitstruktur. Auch ONO. vom Neugerichter Forsthause steht Lagergranit mit Muscovit nahezu an.

Graphitgneiss. Die verbrochenen Graphitschurfstolln bei Neugericht haben (nach Haldensteinen zu urtheilen) den eben erwähnten pegmatitischen Granit und den früher besprochenen quarzitischen Gneiss durchfahren, sich ausserdem in Biotitgneiss (I, II) bewegt. Letzterer ist durchrostet, selten mit Graphit imprägnirt. Im bröckelig verwitterten, schwefelgelb beschlagenen, Pegmatit kommt Graphit in gewundenen Blättchen und auf Klüften vor. Die dunkelgraue Färbung des Quarzitschiefers rührt vielleicht gleichfalls von Graphit her; die Klüfte desselben sind auch schwefelgelb beschlagen. Diese schwefelgelbe Färbung, deren Ursache zu ermitteln ist, fällt auch auf den Langenbrachen auf; und sie lässt Graphitimprägnationen auch bei Wilhelmsbad vermuthen, um so mehr, als zwischen da und den Neugerichter Schürfen grosse schwarze, innerlich rostig gewitterte, schwefelgelb durchzogene

Fibrolithgneisssteine gefunden wurden. Die Neugerichter Schürfstollnmundlöcher liegen in WNW.-Linie, entsprechend der Streichrichtung des Gneisses in den nächsten Klippen (N. 65 — 82 W. | 74 — 64 N.) und in der Richtung nach Wilhelmsbad. Deshalb scheint Zobel's Angabe: h. 3 |— 50 — 60 SO. auf Irrthum zu beruhen; oder das Neugerichter Graphitvorkommniss wäre ein gangartiges.

Auf der Halde des zugestürzten Langenbrachener Graphitgrubenschachtes trifft man ausser grauschwarzen, schmandig-griesigen, Waschrückständen zerbröckelten dunkelgrauen oder rostigen, schwefelgelb beschlagenen, Grus noch sandkörnig-schuppigen Biotitgneiss (I). Solcher kommt fast nie frisch vor, immer rostig, selten mit Graphit imprägnirt. Reichlicher zeigen sich geriefte Graphitharnische in verworrenen, zerquetschten Fibrolithquarzschwarten und in Pegmatitwülsten. Auf der Halde liegen noch Brocken von breitflaserigem Biotitgneiss, einem streifigkörnigem Quarzfeldspathgestein, und in der Nähe einzelne Lesesteine von grauem Quarzitschiefer. Nach Zobel streicht der Langenbracher Graphitschiefer nahezu Ostwest — entsprechend der Schieferung des erst in einiger Entfernung anstehenden Gneisses.

Zu einem dritten, noch nicht aufgenommenen, Graphitvorkommniss bei Bärsdorf gehören wohl Quarzitschieferlesesteine, SW. von da.

Diese Vorkommnisse liegen im Biotitgneiss (I, II), wahrscheinlich dessen Streichrichtung folgend. Wirklicher Graphitgneiss, in welchem der Glimmer durch Graphit vertreten wird (wie z. B. bei Norberg), ist es nicht; sondern der Graphit erscheint mehr als Pigment und besonders auf Rutschflächen; wie z. B. so häufig im Innern des Gotthardmassives.

Verbreitungsgebiete des Biotitgneisses (I. u. II).

So schwierig es wegen mangelnder Aufschlüsse und der endlosen Uebergänge auch sein mag, die beiden Hauptstrukturvarietäten des Biotitgneisses auf der Karte zu trennen, ebenso wünschenswerth scheint es aus geologischen und praktischen

(Bodenbeschaffenheits-) Gründen, eine solche Trennung zu versuchen und wenigstens in grossen Zügen die Gebiete anzudeuten, wo die eine oder andere Strukturform vorherrscht oder wo beide in einander übergehen.

Südlich von dem Bogen Obertannhausen, Wacheberg, Stenzelberg ist körnigschuppiger Biotitgneiss (I) mit Andalusit und Fibrolithknoten entschieden vorherrschend. Auffälliger Weise ist dies Gebiet fast ganz bewaldet, was jedoch ebensowohl in seiner Höhenlage als in seinem armen Sandboden begründet sein mag. Darauf folgt nordwärts eine Zone, in welcher die beiden Fibrolith- und Cordierit-führenden Gneissabarten (I, II) wechseln, in welcher aber dem sandsteinkörnigen die Knoten fehlen. Dieser Zone gehört auch die obenerwähnte zweifelhafte Strecke Mitteltannhausen-Erlenbusch an, denn Cordierit-Fibrolithgneiss findet sich zwischen Obertannhausen, Niedertannhausen, Thielberg, Wäldchen und darüber hinaus. Vom Breitenstein über Thielberg, Mittelberg, Geierstein liesse sich ein schmaler Zug von Granat- und Fibrolith-führendem breitflaserigem Biotitgneis (II) auskonstruiren — aber quer über die Schichtenrichtung. An der äussersten Grenze desselben, auf dem Rücken des Breitenstein und NW. vom Hexenstein, kommen wieder ganz vereinzelte Steine von sandsteinkörnigem Knotengneiss (B I) vor.

Zweiglimmergneiss (III).

Spuren von Kaliglimmer wurden im Augen-Biotitgneiss des Geiersteins erwähnt; als mikroskopische Zersetzungsprodukte von Feldspath und Andalusit sind sie nicht einmal selten — machen aber noch lange keinen Zweiglimmergneiss. Im Südwestquadranten der Section Charlottenbrunn steht solcher nicht an; von weit verbreiteten diluvialen Geröllen desselben abgesehen, trifft man aber auf dem Rücken zwischen Christianshof und Wilhelmsbad Steine und Blöcke [1]) von Zweiglimmergneiss, welcher darunter höchstens 500×100 Meter weit anstehen dürfte. Die auffällig röthliche

[1]) Auffällig abgerundet, wohl durch Verwitterung und nicht durch Rollen.

Färbung dieses Gneisses rührt von infiltrirtem Eisenoxyd, welches alle Mineralbestandtheile durchzieht und beide Glimmersorten öfters Rubellan-ähnlich macht [1]. Der (ursprünglich weisse) Feldspath ist grobsandkörnig oder mit Quarz zu Lamellen verhakt oder in zollgrossen Krystallen porphyrisch eingewachsen (besonders wenn die Gesteinsstruktur granitisch wird). Der bei weitem vorherrschende schwarzbraune Magnesiaglimmer ist breitschuppig. Kaliglimmer spärlich in Flimmern eingewachsen. Fibrolith häufig in Verwitterungskrusten; seidenglänzende, grünliche, strahlige Büschel im Innern des Gesteins sind oft weich wie Talk. Diese Beschreibung passt nicht recht zu der Eingang's gegebenen Charakteristik des Zweiglimmergneisses (einzelne dicke Kaliglimmerschuppen, kein Fibrolith), und vielleicht liegt hier nur ein Uebergang aus Biotitgneiss in Zweiglimmergneiss vor oder der in vorgehender Anmerkung erwähnte veränderte Biotitgneiss.

Uebergang aus Biotitgneiss in Zweiglimmergneiss.

Entlang dem ganzen Nordrand der Section Rudolphswaldau findet man Kaliglimmerflimmern im Biotitgneiss, 300 bis 700 Meter nordwärts von der Grenze des Zweiglimmergneisses, welcher dem von Christianshof beschriebenen gleicht, aber nicht geröthet ist, auch keinen Fibrolith führt. Zwischen Biotitgneiss und Zweiglimmergneiss liegt hier also eine Uebergangszone, charakterisirt durch das Zusammenvorkommen von Kaliglimmerflimmern und Fibrolith. Etwa 400 Meter südlich von der Grenze des Zweiglimmergneisses findet sich wieder eine Einlagerung (?) von Biotitgneiss (I) mit Fibrolithknoten. Repräsentiren Biotitgneiss und Zweiglimmergneiss zwei Altersstufen der Eulengebirgischen Gneissformation, so thun sie es also nicht mehr an der Grenze.

---

[1]) Rothfärbung des Eulengebirgischen Biotitgneisses durch Eisenoxyd tritt überall ein, wo Porphyrgangspalten ihn durchsetzen, und dann pflegt sich auch ein wenig Kaliglimmer in ihm einzufinden, aber nicht dickschuppiger, sondern flimmeriger.

Hornblendegesteine.

Nahe der Grenze des Zweiglimmergneisses, hauptsächlich aber noch innerhalb desselben, lassen sich in 3—4 Parallelzügen vom Mulenberg über den Ramenberg hinaus Amphiboliteinlagerungen verfolgen; die bedeutendste, von $2^1/_2$ Kilometer Erstreckung, ist am Ramenberg mit 20—30 Meter Mächtigkeit nahezu blosgelegt. Wenn sich diese Amphiboliteinlagerungen mit einem schon von L. v. Buch bei Dorfbach beobachteten Vorkommniss und weiter mit den durch Dr. Dathe bei Hausdorf kartirten connectiren lassen, so würden sie eine Demarcationszone zwischen den Gebieten des Biotitgneisses und Zweiglimmergneisses vortrefflich bezeichnen: ersterer läge ausserhalb (N. und NO.), letzterer innerhalb (S. und SW.) der bogigen Amphibolit-führenden Zone. Der die Amphibolite oberhalb Hausdorf einschliessende Zweiglimmergneiss ist ebenso arm an Kaliglimmer wie das beschriebene Uebergangsgestein zwischen Ramenberg und Mulenberg und führt gleichfalls Fibrolith, welcher dagegen in dem in SW. vorliegenden zweiglimmerigen Augengneiss nicht beobachtet wurde.

Das Hornblendegestein ist theils Diorit; theils dickstrahliger Amphibolit, theils feinkörniger, quarzreicher, durch dunklen Glimmer (Chlorit) und Hornblende dunkel gefärbter, granatführender.

Im Gebiet des reinen Biotitgneisses kommen Lesesteine von solchem Amphibolit ziemlich allgemein, aber immer nur ganz vereinzelt vor. Nur zwischen Wäldchen und Reussendorf lassen sie sich in der Richtung der Gneissschieferung auf ein paar hundert Meter in zusammenhängender Reihe verfolgen. Die Lesesteine sind hier weiss getupft und jeder Tupfen ist das quarzig-glimmerige Residuum eines Granaten.

Diallaggestein; Gabbro und dergleichen.

Die bedeutendste Gabbroeinlagerung im Biotitgneiss der Section Charlottenbrunn, am Mittelberg, südlich vom Stenzelberg

bei Wüstewaltersdorf, lässt sich nach Lesesteinen und einer Entblössung in westöstlicher Richtung 600 Meter weit verfolgen; vielleicht 1200 Meter weit, wenn ein angeblicher Gabbroblock am Weg zwischen Wüstewaltersdorf und Wilhelmsbad mit in Betracht gezogen werden darf. Auf einem Hügelkopf westlich vom Jauerniger Grund trifft man die ersten Steine und Blöcke, andere im Thal bei der Gebauer Mühle, einen Haufen am Feldweg westlich um den Mittelberg herum. Hier dürfte das Gestein in geringer Tiefe anstehen, und die Bauern, welche es für Kalkstein hielten, haben daselbst einmal einen Kalkofen errichtet! Auf dem Mittelberg selbst liegen Gabbrosteine unter den Gneisssteinen der Rösen; und an seiner Südostseite ist (Gabbro und) Gabbroconglomerat blosgelegt.

Der aus Plagioklas (Labrador, Saussurit), Diallag und sehr wenig Magneteisen bestehende Wüstewaltersdorfer Gabbro ist oft zu rothem und grünem Serpentin zersetzt; an dem erwähnten Aufschluss des Mittelberges eigentlich nur Hauptbestandtheil eines Conglomerates, worin er allerdings blockweise liegt.

In unmittelbarer Nähe der bezeichneten Gabbro-Fundpunkte fehlen Gneissaufschlüsse. Die nächsten zeigen aber WNW.-Streichen, und dem entspricht die Verbreitungslinie der Lesesteine, von ihrer Krümmung nordwärts abgesehen. Tektonische Gründe für Intrusion des Diallaggesteins fehlen also.

Ausserdem kommen im Biotitgneissgebiet Gabbro-Lesesteine in grosser Menge westlich von Punkt 557,5 des Mittelberges (zwischen Jauernig und Neugericht) am Waldsaum vor. Sie sind meist mit liniendicker, weissgrauer, Verwitterungskruste umhüllt oder auch durch und durch rostig und bröckelig; zum Theil schieferig, zum Theil feinkörnig bis dicht, zum Theil serpentinisirt. Weisse Fettquarzklumpen begleiten sie. Einzelne faustgrosse Gabbrobrocken wurden an noch ein paar Punkten des aufgenommenen Biotitgneissgebietes beobachtet.

Im Vorgehenden habe ich nur solche Gesteine skizzirt, welche mir der untersuchten Eulengebirgischen Gneissformation zuzugehören scheinen, dagegen die von den benachbarten

Porphyrbergen in den Gneiss ausschwärmenden intrusiven Porphyrgänge unberücksichtigt gelassen.

Lagerungsverhältnisse.

Combinirt man die bisher im Gneissgebiet gemessenen Streich- und Fallwinkel, so ergiebt sich untenstehendes allgemeines Bild



seines Schichtenbaues (dicke Linien, die dünnen sind Kalkowsky's), aus welchem unmittelbar folgt, dass das Weistritzthal der allgemeinen nordöstlichen Schichtenrichtung folgt. Nordwestwärts zwischen Wäldchen und Reussendorf drehen die Schichten in NW., machen also einen gegen O. convexen Bogen. Südlich von der Weistritz, zwischen Obertannhausen und Wüstewaltersdorf, schlagen sie nach N. convexe Bögen, deren Krümmung südwärts abnimmt, so dass der Schichtenlauf zwischen Wüste-

Giersdorf und Dorfbach nahezu geradlinig WNW. ist. Im Einfallen kommen Widersprüche vor, welche theils auf Drehungen [1]), theils auf lokale Umkippungen zurückzuführen sind. Bei fast saigerem Einfallen und einer Winkelunsicherheit von 5—11° hat ein zwischen Nordfallen eingeschneites Südfallen wenig Bedeutung. Auf Schichtenbrüche und andere sachliche Gründe zurückzuführen dürfte dagegen der Wirrwarr im Streichen und Fallen bei Hausdorf sein, wo das Weistritzthal einen scharfen Bogen schlägt und nahe nebeneinander die Seitenthäler von Jauernig und Wüstewaltersdorf einmünden. Hiervon abgesehen, fallen entlang dem Weistritzthal die NO. streichenden Schichten nordwestwärts ein. Im südlichen (NO. gerichteten) Schenkel des Bogens zwischen Wäldchen und Reussendorf fallen sie NW., im nördlichen (NW. gerichteten) dagegen NO. Vom Sattel zwischen Obertannhausen und Wüstewaltersdorf fallen die Schichten ab nach NW., N., NO. [2]); südwärts aber versteilert sich ihr Einfallen, wird auf dem Wolfsberg saiger, noch weiter südwärts, in der Uebergangszone zwischen Biotitgneiss und Zweiglimmergneiss, überwiegend steil südlich.

Altersstufen der Gneisssorten.

Hiernach könnte es allerdings scheinen, als ob das Gebiet des körnigschuppigen Knotengneisses (I) am Südrand der Section Charlottenbrunn gleichsam einen Sattelkern bildete, um welchen herum die Schichten von B (I, II) und darauf die von B II nordwärts abfallen. Dann wäre auf dem Wolfsbergbuckel aber füglich schwebendes, weiter südwärts erst flacheres, dann steileres südliches Einfallen zu erwarten gewesen. Es scheint überhaupt misslich in einem Gebiet voller Umstürzungen, wo nahezu saigeres, öfters umschlagendes, Einfallen Hangendes und Liegendes

---

[1]) Solche lassen sich am rechten Bachufer hinter den obersten Häusern von Neugericht auf einer Strecke von 100 Metern unmittelbar beobachten: aus steil südlichem Einfallen wird saigeres, dann steil nördliches.

[2]) Störend ist hier das (nach Zobel und von Carnal) südliche Einfallen in der Graphitgrube auf Langenbrachen: h. 6,4 |— 70 — 80,5.

kaum noch recht unterscheiden lässt, von vornherein eine bestimmte Altersfolge bei Gneissgruppen vorauszusetzen, welche noch nicht einmal so genügend definirt sind, um sie scharf von einander abgrenzen zu können. Mit Analogieschlüssen muss man in diesem Fall sehr vorsichtig sein. KALKOWSKY sagt (l. c. S. 71): »Jeder, der mit den archäischen Formationen etwas genauer bekannt ist, wird wissen, dass dunkler Magnesiaglimmer das charakteristische Mineral der Gneissformation, heller Kaliglimmer das charakteristische Mineral der Glimmerschieferformation ist . . . Wenn demnach 2 Gneisse vorliegen, von denen der eine weissen Glimmer neben dem dunklen führt, so wird man ohne Zögern dieses Gestein als das einem höheren Horizont angehörige bezeichnen.« Dann heisst es aber (S. 75): »Der untere Gneiss im Eulengebirge hat schuppige Textur und ist reich an Faserkiesel, zwei Merkmale, welche im bayerischen Walde gerade dem allerobersten Gneisskomplex eingenthümlich sind. Auch mit den Gneissen des Erzgebirges lässt sich die Gneissformation des Eulengebirges nicht recht vergleichen; die schuppigen Gneisse mit einem reichlichen Gehalt an Faserkiesel scheinen in ersterem Gebirge gar nicht vorzukommen, dem ebenso der Reichthum an Amphiboliten in den oberen Niveau's fehlt.«

Der im Innern des Gotthardmassives vorherrschende feinkörnig-schuppige, meist glimmerschieferähnliche Biotitgneiss (I des Eulengebirges entsprechend) nimmt den tiefsten, daselbst aufgeschlossenen Horizont ein. Südwärts folgen Zweiglimmergneiss, Glimmerschiefergneiss mit überwiegendem Biotit, Amphibolitreiche Schichten, Granatglimmerschiefer: diese Reihe entspräche also im Ganzen KALKOWSKY's oben citirtem Ausspruch (S. 71). Das Tessinthal abwärts, am Monte Piottino, folgt auf Zweiglimmergneiss (Tessinergneiss) Biotitreicher Glimmerschiefergneiss, dann Zweiglimmergneiss (Piottinogneiss) mit unbedeutenden Amphiboliteinlagerungen, Glimmerschiefergneiss, Granatglimmerschiefer: diese Reihe entspricht nicht ohne weiteres der vorigen. Noch weiter thalabwärts, bei Castione, Bellinzona, auf dem Monte Ceneri, folgt auf Zweiglimmergneiss (Tessinergneiss) eine Uebergangszone aus solchem in Biotitgneiss, Kalkglimmergneiss mit Cipolinschichten, Amphibo-

litreicher Biotitgneiss, . . . , grauer Glimmerschiefergneiss mit Granaten, Biotitgneiss etc.: diese Reihe lässt sich nur mit Zwang so interpretiren, dass sie der des Gotthardtunnels entspräche.

Aehnliche Beobachtungen, welche den Unbefangenen davor warnen müssten, petrographisch verschiedene Gneissarten ohne Weiteres in bestimmte Horizonte zu verweisen, könnte ich noch aus anderen Ländern anführen. Lehrreich in dieser Hinsicht ist besonders A. E. Törnebohm's neueste Gliederung der schwedischen Gneisse (Geol. Föreningens Förh. Bd. VI, häfte 12). Auf dem schematischen Profil (S. 593) kommen u. a. folgende Lokalprofile zur Anschauung:

a) Granitgneiss, Urgranit	Dto.	Obere Stufe
b) Granulit etc.	Dto.	
c) Rother Gneiss, Eisengneiss, Gneissgranit	Dto.	Untere Stufe
e) Gebänderter Gneiss, Epidotgneiss	*d*) Gebänderter Gneiss, Cordieritgneiss	
c) Rother Gneiss, Eisengneiss, Gneissgranit	Dto.	

Daraus ergiebt sich 1) fingerartiges Ineinandergreifen petrographisch verschiedener Gneissarten, 2) Associationen solcher, welche im grossen Ganzen entweder in der oberen oder in der unteren Stufe desselben geographischen Gebietes wiederkehren.

Brüche, Verwerfungen u. a. Störungen des Schichtenbaues.

So lange scharfe Grenzen der einzelnen Gneissarten noch nicht gezogen sind, braucht man auch keine Verwerfungen anzunehmen, durch welche etwaige Anomalieen in ihrem Verlauf erklärt werden sollen. Andererseits ist aber der Schichtenbau im Eulengebirge ein so komplicirter und augenscheinlich so gestörter, dass Spalten, Brüche, Verschiebungen und Umstürzungen vorhanden sein müssen. Man findet auch genug Merkmale, welche auf Dislocationslinien hinweisen, obwohl die Dislocationen selbst noch unbekannt sind.

Von Mitteltannhausen bis Hausdorf entlang der Weistritz und fast an allen grösseren Klippen der Seitenthäler bemerkt

man Brüche und Stauchungen der an Klüften absetzenden Schichten, welche die Ermittelung ihrer vorherrschenden Richtung sehr erschweren und mit welchen die ganz gewöhnliche Zerrüttung dieser Klippen in nahem Zusammenhang steht. Parallele oder divergirende Klüfte theilen die Klippen in Bänke oder Keile mit je besonderem Schichtengang; zwischen den (oft gerieften, oft mit Pegmatit und Quarz verheilten, bald geschlossenen, bald klaffenden) Klüften sind die Schichten das eine Mal zerquetscht, das andere Mal auf's Krauseste verworren oder noch ebenflächig und nur wenig am Borst umgestaucht u. s. f. Dass dabei die Medianlinien der Falten oft quer oder schief zu den begrenzenden Kluftflächen stehen, stimmt mit den vom Monte Piottino beschriebenen Fältelungserscheinungen. Schroffe Umstauchungen wurden gelegentlich selbst an ganz kleinen Entblössungen auf Feldwegen wahrgenommen. Wenn solche Erscheinungen in fortlaufender Linie gruppirt sind, wie z. B. entlang dem Weistritzthal, so beweisen sie die Existenz einer Bruchlinie, mögen nun die beiderseitig an ihr absetzenden Schichtenköpfe aufeinander passen oder nicht (d. h. im Grossen verworfen sein oder nicht). Klaffende Spalten oder sie bedingende zerrüttete, lettig aufgelöste, Gesteinsstreifen sind an der Oberfläche ohne künstliche Aufschlüsse nur selten wahrzunehmen, weil ihnen entlang gewöhnlich schuttgefüllte Runsen und Mulden denudirt wurden. Beispiele kommen aber vor, z. B. am Fuss des Thielberges bei der Hausdorfer Weistritzbrücke, wo die Spalten der Schichtung folgen.

Gänge, als Spaltenausfüllungen, sind hier gleichfalls in Betracht zu ziehen; im vorliegenden Falle die aus dem Steinkohlengebiet in den Gneiss hineinschwärmenden Porphyrgänge, mit deren Ausfüllungsmasse — dem Porphyr — wir uns hier aber nicht befassen wollen. Derselbe giebt an und für sich gelben Verwitterungsschutt, und es muss deshalb auffallen, dass der Boden neben und zwischen einzelnen Porphyrvorkommnissen oft intensiv geröthet ist, und der Gneiss mit Eisenoxyd (selten Eisenrahm) imprägnirt, so dass man hiernach öfters sogar die Fortsetzung von Porphyrgängen ermitteln kann. Zwischen Gneiss

und Porphyr und in den Spalten, welche die einzelnen Porphyrstöckchen verbinden, müssen Wässer circulirt haben, aus denen Eisenoxyd abgesetzt wurde, oft begleitet von Quarz (Krystalldrusen) und Schwerspath (zwischen Neukretscham und Mitteltannhausen; oberhalb der Wüstegiersdorfer Teiche); Kaliglimmerflimmern im imprägnirten Nebengestein. (Eigentliche Rotheisensteingänge sind dadurch aber nicht entstanden.)

Der bedeutendste dieser Schwerspath-Gänge, welcher schon längst vor dem Tannhäuser Schloss bekannt war, später auch in der Trostgrube aufgeschlossen wurde, folgt kilometerweit der Grenze zwischen Gneiss- und Steinkohlengebiet. Von grösserem Interesse sind hier aber die vom Teichwald- und Silberwald-Porphyr theils geradlinig, theils gebogen in den Gneiss hinaus divergirenden, N15O bis OSO gerichteten, 3—4 Gänge von je 1—2 Kilometer Länge. Ferner ein Quarzbrecciengang, welcher von Dorfbach über Grund-, Gebauer- und Höhlenmühle, nach dem Neugerichter Chausseehaus und weiter hinaus, in einer N13W gerichteten Linie über 4 Kilometer weit verfolgt werden kann; weiter der Porphyrzug Stenzelberg-Uhlenberg-Kessel; endlich Vorkommnisse von weissem Porphyr bei Christianshof (an dem beschriebenen Zweiglimmergneiss) und hinter Wiese's Fabrik in Wüstewaltersdorf, welche beide eine Nordsüd verlaufende, 2 Kilometer lange, Linie verbindet.

Dies sind nachweisbare Spalten im Gneiss; ob Verschiebungen an denselben stattgefunden haben, wird sich später herausstellen.

Weissensee, 21. Juni 1884.

Alluvial- und Diluvialbildungen im Schlesischen Eulengebirge.

Von Herrn **F. M. Stapff** in Weissensee.

Quellmulden. Lättböden.

Auf der topographischen Karte sind in flachen Terrainmuldungen vielfach Wiesen markirt, welche nähere Untersuchung als quellreich, nass, mit saurem Gras bewachsen, oberflächlich torfig oder doch bemoost, erkennen lässt. Die Quellen sind entweder an Gesteinsgrenzen, Verwerfungsspalten, Gänge und andere geotektonisch wichtige Linien gebunden, welche unter diesen Wiesenmulden verlaufen, oder auch Folge wasserundurchlässigen Bodens, den die schlesischen Bauern »Lätt« nennen. Der Lätt besteht aus zarten, durch Regen zusammengespülten, Erdpartikeln, deren Eisenoxydgehalt im stagnirenden humösen Wasser meist zu Eisenoxydul reducirt wurde, so dass die charakteristische Farbe des Lätt graublau ist, besonders im Gneissgebiet. Doch kommt gelbe Färbung ebenso häufig vor, und rothe im Porphyrgebiet. Verschiedenfarbige Lagen wechseln meist so, dass unter ganz dünner Torfnarbe gelber Lätt liegt, darunter blauer. Im Steinkohlensandsteingebiet ist der Lätt — oder vielmehr sein Aequivalent — vorherrschend sandig, im Porphyrgebiet steif lehmig, im Gneissgebiet schlickig oder glimmerig. Die braunen Biotitschüppchen des Gneisses sind in diesem griesigen Glimmerlätt hellblaugrau gebleicht.

An vielen Stellen konnte das Liegende des Lätt's mit dem meterlangen Bohrstock nicht erreicht werden, an einigen anderen ist er kaum fussmächtig. In der Landwirthschaft des Eulen-

gebirges spielt er eine nicht unwichtige Rolle. Er nimmt grosse Flächen ein — zwischen Reussendorf, Bärsdorf, Obertannhausen vielleicht $^1/_5$ des hügeligen Artlandes — und zwar die der Dürre am wenigsten exponirten Einmuldungen; ist nahezu steinfrei, leicht zu bearbeiten; und dennoch der wenigst einträgliche Boden, denn Getreide, Futter- und Hackfrüchte verkümmern auf ihm, besonders Weizen und Klee. Deshalb liegt er auch meist unbearbeitet im Graswall. Wo Ackerfelder in die Quellmulden greifen, erkennt man am Stand der Aussaat schon von weitem die Grenzen; und kleinere, ganz in Acker gelegte, auf der topographischen Karte also gar nicht angedeutete Quellmulden heben sich nach dem Umpflügen im Herbst durch bläulichgraue Bodenfärbung gegen den umgebenden Gneisslehm ab.

Zwischen Charlottenbrunn und Wüstewaltersdorf pflügen die Bauern in den Lätt ein abgelöschtes Gemenge aus Kalk und Steinkohlenschiefer, mit welchem der Kalk auf offenem Feld gebrannt wurde; Drainage ist noch wenig angewandt.

Aus landwirthschaftlichen Gründen scheint es angezeigt, die Lättböden auf der geologischen Karte auszusetzen; ein theoretischer Grund dies zu thun ist die oben-angedeutete Beziehung zwischen Quellmulden und geotektonischen Linien. Sind Gesteinsgrenzen von Lätt bedeckt, so lassen sie sich nur nach dem Gefühl ausziehen; und die Karte verliert gewiss nichts dadurch, dass man die verschiedenen Gesteine, welche unter der Mulde aneinander stossen müssen, schon am Rand der Lättdecke absetzen lässt. Werden die Lättböden nicht ausgesetzt, so tritt an ihre Stelle die Farbe des Bodengesteins oder die des umgebenden losen Deckmateriales, wozu sie allenfalls gehören; denn wenn durch Trockenlegung und lange Bearbeitung sein Eisenoxydulgehalt einmal höher oxydirt worden ist, so ist aus dem Lätt zarter, lössartiger Gehängelehm geworden.

Torf.

Die Torf- und Moosdecke über lättigen Quellmulden ist in der Regel so dünn, dass letztere nicht als Torfmoore kartirt werden können. Solche kommen im aufgenommenen Gebiet (Section

Charlottenbrunn) des Eulengebirges gar nicht vor; höchstens fusstiefe, kleine Flecken, und entlang Waldbächen ganz schmale Streifen von Laub- und Waldmoder, welcher Löcher zwischen Blöcken und Steinen füllt. Limonite habe ich in den Quellmulden nicht bemerkt, aber häufig ockerige Striemen. Nach Regenwetter sind die Wasserpfützen gewöhnlich mit irisirenden Häuten überzogen.

Bachalluvionen.

Da sich die meisten Bäche in den vorgehend skizzirten Quellmulden sammeln, so wird es oft schwer die Grenze zwischen Bachalluvium und Lättböden zu ziehen. Conventionell kann man sie dahin verlegen, wo aus den Quelltümpeln ständige, Kies- und Sand-führende Bachrinnen sich formirt haben, oder wo zeitweise Ueberfluthungen des Thalbodens mit Gerölle, Kies und Sand eintreten. Auf den meist fingerartig ineinandergreifenden Gerölle-, Kies-, Sand- und glimmerigen Thonschichten des Bachalluviums liegt entlang den Thalrändern nicht selten Quellbodenlätt; und wo sich die Thäler erweitern und verflachen, nehmen solche sumpfige Stellen mit Lättgrund oft weite Strecken ein; z. B. im Eulenwasserthal von Neugericht abwärts, im Jauernigerthal bei Hausdorf, im Weistritzthal südwärts vom Tannhäuser Schlosspark.

Flussalluvionen.

Die Alluvionen der Flussthäler und grösseren Bäche sind entweder alte, ausser dem Bereich der jetzigen Hochfluthen liegende oder recente. Grosse Ueberschwemmungen, wie z. B. im Juni 1883, hinterlassen Spuren, welche die Grenze der letzteren zu fixiren gestatten, wenn sie sich in sehr schmalen Thälern auch nicht einzeichnen lässt. Ohne praktisches Interesse ist die Umgrenzung des recenten Alluviums nicht, denn mit derselben ist das jetzige Inundationsgebiet der Hochfluthen kartirt.

Die Grenzen zwischen altalluvialen und jungdiluvialen Bildungen (wo letztere vorkommen) ziehen sich meist an vernarbten Steilrändern den Thalböden entlang; wo solche fehlen, wie z. B. zwischen Lehmwasser und Annaschacht, kann die Abgrenzung mehr oder weniger arbiträr werden, sofern sie nicht durch die

Höhenlage eines im gleichen Thalquerprofil gegenüberliegenden Steilrandes gegeben ist. Gar nicht selten liegen mehrere Steilränder terrassenartig übereinander, und dann wird oft fraglich, welcher derselben die obere Grenze des Altalluviums topographisch markirt.

Das Material von Alt- und Neualluvium ist wesentlich gleich. Mächtigere und mehr continuirlich verlaufende Schichten, gröbere Geschiebe, dickere Lehmlagen (Aulehm) sind ein generelles Merkmal des alten Alluviums, während für das junge auch Ziegelstücke und dergl. als bezeichnend angeführt werden könnten. Bei Lehmwasser liegen Sandtorf, humificirte Baumwurzeln, ockeriger Sand zwischen 0,8 Meter Jungalluvium, und 0,7 Meter tief aufgeschlossenem alten. Zuverlässige Grenzlinien zwischen dem verschiedenartigen Material (Lehm, Sand, Kies, Gerölle) der Alluvionen lassen sich ohne sehr zeitraubende Detailaufnahmen und Grabungen nicht wohl auf der Karte ausconstruiren; denn die betreffenden Gebiete sind meist klein und wechseln mit einander launisch wie die Fluth, welche den Detritus führte.

Da die Schwemmgebilde der Flüsse und Bäche nicht nur dem in ihren jetzigen Sammelgebieten Anstehenden entnommen sind, sondern auch den aufliegenden Diluvialablagerungen, so darf man sich durch vereinzelte fremde Geschiebe (nordischer oder nur in anderen Thalgebieten anstehender Gesteine) im echten Alluvialboden (z. B. der Weistritz) nicht irre führen lassen. Auch sind die Altalluvialböden mit ihren Steilrändern oft nur Erosionsformen im Diluvium, welches in geringer Tiefe ansteht: d. h. die Masse ist diluvial, die Skulptur postdiluvial. Beim Kartiren kommt man dann in Verlegenheit, ob das Material oder spätere äussere Gestaltveränderungen seiner Ablagerungen als wesentlicher hervor zu heben seien. Dabei ist allerdings nicht zu vergessen, dass zwischen Jungdiluvium und Altalluvium eine scharfe Grenze sich überhaupt kaum ziehen lässt.

Diluvium.

Die mächtigen Diluvialablagerungen im Vorland des Eulengebirges entstammen hauptsächlich dem südwestlichen Gebirge.

Zum Schutt von da gesellen sich tertiäre Quarzitsandsteingerölle und nordische Geschiebe, deren relative Häufigkeit — trotz längerem Weg — hauptsächlich wohl ihrer Transportweise und grossen Festigkeit zuzuschreiben ist. Aus der Proportion der verschiedenen Gesteinsarten im Schutt darf man deshalb nicht ohne weiteres auf dessen Hauptursprungsstätten schliessen. Wenig feste, leicht verwitterbare Gesteine, wie Kohlensandstein und sandsteinkörniger Biotitgneiss, treten unter den Geschieben zurück, obwohl das Eulengebirge grossentheils aus letzterem und das dahinter liegende Waldenburger und Neuroder Bergland aus ersterem besteht. Die Fragmente dieser Gesteine wurden auf ihrem Transport grösstentheils zu Sand und Mehl zerrieben, welche weit vor den Thalpforten als Sand und nach theilweiser Kaolinisirung auch als Lehm zum Absatz kamen. Dagegen fallen die zahlreichen Geschiebe von festem flaserigem Biotitgneiss, Zweiglimmergneiss und Porphyr im Randdiluvium auf, weil diese Gesteine wenigstens nicht weiter verbreitet anstehen als die vorgenannten: aber sie sind fester und transportfähiger. Geradezu überraschend ist die relative Frequenz von Amphibolit- (und Gabbro-), Kieselschiefer-, Grauwacken- und Quarzconglomerat-Geschieben, welche, von den Kieselschiefergeröllen der Kohlenconglomerate abgesehen, doch im Flussgebiet der Weistritz nur untergeordnet anstehen. Ueberdies stechen diese widerstandsfähigen Gesteine schon durch ihre Farbe gegen die übrigen ab, und werden deshalb nicht leicht übersehen.

Die grosse [1]) Ausbreitung und Mächtigkeit des diluvialen Gebirgsschwemmlandes in der Schlesischen Ebene lässt zwar auf bedeutende Abtragungen des Eulengebirges etc. in der Diluvialzeit schliessen. Dennoch kann es damals kein zackiges Alpengebirge mehr gewesen sein; denn Culm wurde auf bereits flachgewölbten Buckeln desselben abgelagert, und seine Anhöhen waren schon rundlich wie jetzt, als sie im Horizont 500—600 Meter das Diluvialmeer bespülte.

[1]) Sogar im Decksand bei Berlin (Falkenberg) trifft man noch schlesische Geschiebe, z. B. von grünem Quarz; und die Steilränder des Weistritzthales bei Schweidnitz sind oft über 20 Meter hoch.

Meeresdiluvium. Strandlinien.

Nordische Geschiebe und *Findlinge* zu dieser Meereshöhe (500—600 Meter) sind schon längst bei Waldenburg, Adelsbach und in der Grafschaft Glatz bekannt, so dass ihr Nachweis mitten im Eulengebirge, zwischen Hexenstein und Hohe Leipe (550—560 Meter ü. M.), nordöstlich von Niederwüstegiersdorf in gleicher Höhe, nur Lücken ausfüllt. Auf flach-schildförmig gerundeten Kuppen trifft man an ersterem Punkt in geschichtetem Meeressand zahlreiche kleine Strandkiesel, worunter *Feuerstein-* und *nordische Granit-Gerölle*; an letzterem wenigstens weisse Strandkiesel und Granitbröckchen, beidemale auf Gneissgrundschutt.

Längst vor der Wahrnehmung dieser Vorkommnisse waren mir aber charakteristische, horizontal an den Berggehängen verlaufende, *flache Ränder* u. a. dergl. *Terrainformen* aufgefallen, welche an die alten Strandlinien des Tessin- und Reussthales [1]) erinnern mussten. Einige derselben (anfangs leider nicht alle) wurden durch einfache gelbe Linien auf der Karte angedeutet; ihre Höhenlage ist:

Bei Wüstegiersdorf	550—560; 555;	(540, 480 gehören nicht hierher)
» Wüstewaltersdorf . . .		(600—540 ?)
Nördlich von Mönchshayn . .	555	
» » Charlottenbrunn .		(480 gehören nicht hierher)
Zwischen Mitteltannhausen und Langenbrachen	555	
Zwischen Bärsdorf und Niedertannhausen	550	
Zwischen Neugericht u. Jauernig	545	?
Zwischen Wüstewaltersdorf und Niedergrund	570	?
Zwischen Hexenstein und Neugericht	560	
Zwischen Hexenstein und hohe Leipe	550—560 Meter.	

Die *mittlere Höhe*, 556 Meter, stimmt so auffällig mit jener der erwähnten nordischen Strandkiesel, dass es wohl gerechtfertigt scheint beide Phaenomene in Zusammenhang zu bringen und in

[1]) Siehe F. M. Stapff, Geologische Beobachtungen im Tessinthal 1883.

dieser Richtung weiter zu forschen, um möglicherweise den Verlauf der Küstenlinie des Diluvialmeeres im Eulengebirge etc. festzustellen. Ob diese Küstenlinie eine dauernde war, oder nur die Grenze einer Art Springfluth; ob der Meeresspiegel so viel höher oder das Land soviel tiefer lag, dass er Gebirgsgehänge berührte, welche jetzt in Niederschlesien 550—560 Meter ü. M. erhaben sind — dies sind offene Fragen.

Gebirgsdiluvium.

Ebensowohl wie man von den Gebirgsthälern Niederschlesiens den Weg der nordischen Diluvialgeschiebe rückwärts bis zu ihrer Heimath verfolgt hat, ebenso nahe liegt es, den Weg der sogenannten südlichen Schwemmgebilde aus der schlesischen Ebene rückwärts ins Gebirge hinein zu verfolgen, dem sie entstammen. Sie dürften sich aus den Thalpforten in die Ebene ergossen haben, wie flache Schuttkegel oder wie Schuttdeltas vor der Mündung rasch fliessender Gewässer. Es wäre aber wunderbar, wenn der Gebirgsschutt nur im äusseren Rand des Gebirges vor den Thalmündungen abgelagert wäre, ohne Spuren in den verzweigten Gebirgsthälern zurück zu lassen, welche ihm als Transportwege dienten. Es muss ein internes Gebirgsdiluvium ebensowohl existiren wie ein externes (sogenanntes südliches Schwemmgebilde): und es lässt sich nachweisen; doch ist der Nachweis nicht immer leicht, und Irrthümer mögen unterlaufen.

Wenn nordische Granitgerölle, Feuersteine in Kies- und Lehmgruben vorkommen, wie bei Niederwüstegiersdorf[1]), Obertannhausen, sogar Bernstein zwischen Niedertannhausen und Hausdorf, so zweifelt Niemand mehr an der Diluvialnatur der betreffenden Ablagerungen, deren Hauptmasse aber dem Gebirge entstammt; d. h. wir haben es mit Gebirgsdiluvium zu thun, und können zunächst unerörtert lassen, wie das nordische hineingekommen ist.

Charakteristisch für Gebirgsdiluvium scheint das Vorkommen, hoch über den jetzigen und über den altalluvialen Thal-

[1]) Vergl. d. briefl. Mitth. v. E. Dathe, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1882. Die Redaction.

wegen, von Lehm-, Sand-, Kies- und Geröllebänken mit Gesteinsarten, die im gleichen Thalquerprofil nicht anstehen, wohl aber thalaufwärts, sei es im Hauptthal oder in Seitenthälern. In der kartirten SW.-Ecke der Section Charlottenbrunn steht z. B. kein Zweiglimmergneiss an; Gerölle von solchem trifft man aber daselbst in natürlichen Entblössungen, Lehm- und Kiesgruben, 20, 40, ja 60 Meter über dem Thalweg; und man kann ihren Transport thalabwärts, Abrollung und endliche Ablagerung an den Thalgehängen nur den Gebirgswässern der Diluvialzeit zuschreiben. Aehnlich ist es mit den Gabbro- und Serpentingesteinen, und vor allem mit dem Porphyr. Im Weistritzgebiet steht zwar so viel Porphyr an, dass man fast in jedem Bach seine Gerölle findet; Porphyrgerölle in Schutt hoch über der Thalsohle, in Thalquerprofilen ohne ausstreichenden Porphyr, müssen aber dennoch als Diluvialgeschiebe gelten. Porphyr ist oft vorherrschendes Material in einzelnen Schichten solcher Ablagerungen: wohl in Folge seiner grossen Festigkeit verglichen mit Kohlensandstein, in dessen Gesellschaft er in der Regel seine Wanderung angetreten hat. Das vorherrschende Porphyrmaterial bedingt röthliche Färbung mancher Schwemmlandschichten, welche ihrerseits die empirische Diagnose des Gebirgsdiluviums erleichtert.

Als concretes Beispiel für Gebirgsdiluvium sei eine Sandgrube zwischen Obertannhausen und Charlottenbrunn angeführt, wo 445—450 Meter ü. M., circa 30 Meter über der Thalsohle, auf losem Kohlensandstein und dessen Grundschutt rother, fast geschiebefreier Sand mit Porphyrbröckchen lagert, z. Th. horizontal geschichtet. Darüber geschiebereicher rother Sand, fingerartig ins Liegende eingreifend. Dann gelber Sand mit lehmigen Zwischenlagen, deutlich schwebend geschichtet, die Schichten thalwärts convergirend und zusammenlaufend. Das ganze ist etwa meterhoch mit nachmals von oben abgeschwemmtem Kohlensandsteinschutt überdeckt. Das Eigenthümliche ist nicht nur die nahezu horizontale Schichtung dieser Ablagerung auf etwa 14^0 geneigtem Berggehänge, die rothe Färbung des unteren Sandes und die Lehmschmitzen im oberen, sondern vor allem die Fremdartigkeit der Geschiebe: ausser Porphyr, versteinertes

Holz, feste durch Quarz cementirte Kieselconglomerate, Culmgrauwacke, blutrother Quarz mit weissen Quarzadern, Prasem und Carneol, grünliche Schiefer, hälleflintähnlicher Felsit, weissglimmeriger Gneiss und Anderes, was in der Umgebung von Charlottenbrunn nicht ansteht, am wenigsten im Thalquerprofil über der Sandgrube. Besondere Aufmerksamkeit in dieser Sandgrube verdienen noch Gerölle aus dem Steinkohlenconglomerat mit rauhen Eindrücken, genau wie sie an Geschieben der Alpenmuhren so häufig vorkommen. Sie geben einen deutlichen Fingerzeig über die Entstehungsweise interner Gebirgsdiluvialablagerungen.

Diluviale Schuttkegel.

Das im vorgehenden als ein Haupterkennungszeichen des Gebirgsdiluviums angeführte Vorkommen von Geschieben, deren Anstehendes nur thalaufwärts bekannt ist, wird hinfällig, wenn es sich um Ablagerungen handelt, die lediglich einem kurzen Querthal entstammen und deshalb auch nur Material enthalten, das daselbst, also im Querprofil des Hauptthales, ansteht. Solcher schuttkegelartig vorgeschobener Gebirgsschutt wurde auf kürzerem Weg weniger abgerollt als der des Hauptthales und besitzt deshalb anderen Habitus als die diluvialen Geschiebeablagerungen des letzteren. Aus seinem Eingreifen in dieselben ist aber dennoch unschwer zu erkennen, dass er in gleicher Periode umgelagert wurde. Fast alle Seiten-Bachmulden liefern hierfür Belege.

Ueberdeckung des Diluviums.

Die Gebirgsdiluvialablagerungen sind fast ausnahmelos überdeckt mit Detritus, welcher von den nächst überragenden Anhöhen abgeschwemmt wurde und wird. Der Deckschutt unterscheidet sich fast gar nicht vom Grundschutt des anstehenden Gesteins, so dass die Kartirung sehr erschwert wird. Es liegt z. B. in der Lehmgrube bei Niedertannhausen (Erlenbusch): Unter Gneissschwemmschutt — Gebirgsdiluviallehm — auf Gneissgrundschutt; in der Lehmgrube bei Obertann-

hausen: Unter Porphyrschwemmschutt — Gebirgsdiluviallehm — auf Porphyrschutt; zwischen Obertannhausen und Charlottenbrunn: Unter Kohlensandsteinschwemmschutt — Gebirgsdiluvialsand — auf Kohlensandsteingrundschutt. Doch bietet fast jeder neue tiefe Aufschluss ein neues Beispiel, und zwar auch in Fällen, wo es sich nicht um Gebirgs-, sondern um Flachlanddiluvium handelt. Fast die ganze Würbenschanzenanhöhe bei Schweidnitz ist mit Granitschutt bedeckt, so dass man sie ohne weiteres als Granit kartiren würde. Im Einschnitt zum Steinbruch der obersten Kuppe sieht man aber unter 0,7 Meter Granitdeckschutt mehr als 1 Meter mächtigen zarten, rothen Löss-ähnlichen Sand, als unmittelbare Hülle des Granits.

Verbreitung des Gebirgsdiluviums. Topographische Begrenzung desselben.

Wollte man nur an solchen Punkten Gebirgsdiluvium aussetzen, wo zufällig oder künstlich die Schwemmschuttdecke weggeräumt ist, so würde die Karte ein sehr lückenhaftes Bild über seine wirkliche Verbreitung in den Gebirgsthälern geben, auf welche aus der Reihenfolge und Lage einzelner Entblössungen, sowie aus topographischen Merkmalen geschlossen werden darf. Letztere bestehen in schmalen Verflächungen entlang den sonst steileren Berggehängen, welche aber nicht horizontal verlaufen wie die oben erwähnten Strandlinien [1]), sondern abwärts sich senken. Ihre Senkung ist flacher als die des jetzigen Thalweges, wie sich aus folgenden ganz summarischen Ziffern ergiebt:

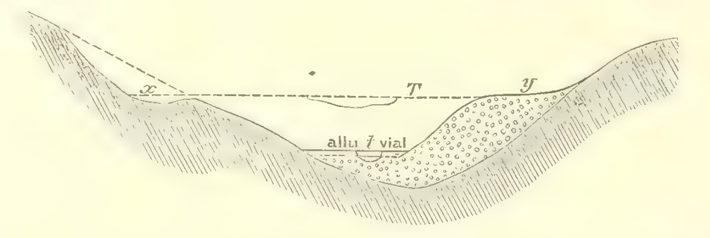
---

[1]) 550—560 Meter ü. M. müssen sich also beide Systeme von Gehängeverflächungen schneiden.

	Weistritzthal von Nieder-wüstegiersdorf bis Hausdorf	Lehmwasser; westliche Blattgrenze bis Mitteltannhausen	Jauerniger Thal. Südliche Blattgrenze bis Hausdorf	Eulenwasserthal. Wüstewaltersdorf bis Hausdorf
Länge des Thalabschnittes; Kilometer	7	$2\frac{1}{2}$	4	5
Höhenquote des Thalweges: oben . .	450 Meter	460 Meter	540 Meter	500 Meter
» » » unten . .	360 Meter	410 Meter	380 Meter	360 Meter
Gefälle des Thalweges	90 Meter = **0,013**	50 Meter = **0,020**	160 Meter = **0,040**	140 Meter = **0,028**
Höhenquote des Diluvialrandes: oben	480 Meter	480 Meter	560 Meter	540 Meter
» » » unten	links 400; rechts 450 Mittel 425 Meter	440 Meter	links 460; rechts 450 Mittel 455 Meter	440 Meter
Senkung des Diluvialrandes	55 Meter = **0,008**	40 Meter = **0,016**	105 Meter = **0,026**	100 Meter = **0,020**
Verhältniss zwischen Gefälle des Thalweges und Senkung des Diluvialrandes	$\frac{90}{55} = \mathbf{1,64}$	$\frac{50}{40} = \mathbf{1,25}$	$\frac{160}{105} = \mathbf{1,54}$	$\frac{140}{100} = \mathbf{1,40}$

Die schon aus vorstehenden Ziffern hie und da sich zeigende Höhenungleichheit der beiderseitigen Diluvialränder eines und desselben Thalquerprofiles tritt noch viel auffälliger hervor, wenn man Zwischenprofile mit in Betracht zieht. Namentlich, wo in die Thäler Seitenbäche münden, heben sich die Diluvialverflächungen wie flache Schuttkegel; an gleichförmigen Thalgehängen als schmale Bänder verlaufend, erweitern sie sich nicht nur in Thalausbuchtungen, sondern auch auf den zwischen zwei Thalmündungen gegen das Hauptthal herausspringenden Bergköpfen. Die Diluvialränder sind gar nicht selten unterbrochen: durch Wegspülung und Ausebnung entlang den Thalflanken, durch spätere seitliche Erosionsmulden, durch Ueberschüttung mit Sturzhalden; — oder sie sind an steilen klippigen Gehängen überhaupt nicht überall ausmodellirt worden. Die schon besprochene gleichförmige Bedeckung mit jüngerem Schwemmschutt hat ihre Profile noch am wenigsten entstellt.

Man darf annehmen, dass diese Flachränder *x*, *y* Ueberreste diluvialer Thalböden *T* sind, welche in der Höhe des damaligen



Thalweges theils seitlich in die Berggehänge eingeschnitten wurden (*x*), theils auf diesen aufgetragen (*y*). Die Einsägung des jetzigen Thalwegs *t* in den alten Thalboden erfolgte seit der Diluvialzeit und schreitet noch fort, fällt also hauptsächlich in die Zeit des Altalluviums, wenn man die unbestimmte Grenzscheide zwischen Diluvial- und Jetztzeit so nennen darf.

Thalbildung. Alte Seebecken.

Diesem Zeitabschnitt gehört auch die Auskolkung des jetzigen Weistritzthales an. Es lässt sich zur Evidenz nachweisen, dass z. B. die halbkreisförmige Thalschlucht der Pantenmühle

erst nach Ablagerung des Diluviallehmes der Erlenbuscher Dampfziegelei eingeschnitten ist. Dieser Lehm (mit nordischem Granit, Feuerstein, Bernstein, Lignit), und besonders die ihm eingeschaltete blaugraue Thonschicht, wurde in einem Seebecken abgesetzt, welches sich über die flache Einsattelung, $1/2$ Kilometer südlich von der jetzigen Thalschlucht entleerte. Der alte Abfluss liegt 30 Meter über dem jetzigen Weistritzthal (unten vor). Südöstlich vom Mährlestein scheint ein ähnlicher diluvialer Thalweg 20 Meter über dem jetzigen existirt zu haben; und der grossartigste postdiluviale Thaleinschnitt ist das Schlesier-Thal. Am Fuss des Hemmsteins verlässt die Chaussee (von Schweidnitz kommend) das enge Thal und übersteigt den flachen Sattel bei Schenkendorf, über welchen der ehemalige Weistritzsee abfloss bevor die jetzige halbkreisförmige Thalschlucht um Schloss Kynau, Kohl- und Hahnberg herum 70 Meter tiefer (370 bis 300 Meter) eingeschnitten war. Auffällig hoch über der jetzigen Thalsohle belegene Ziegeleien, bei Schenkendorf 300 und 400 Meter ü. M., wecken schon bei einer flüchtigen Durchreise die Vermuthung, dass Diluvialablagerungen die Gehänge garniren. Die hier erwähnten ehemaligen Aufdämmungen der Wasserläufe erklären allein schon das summarisch flachere Gefälle der diluvialen Thalböden im Vergleich zu dem jetzigen, welches weiter oben nachgewiesen wurde.

Wasserscheuerspuren zeigen sich in den neuen Thalschluchten viel spärlicher, als deren evident erosive Bildungsweise vermuthen lässt: das Wasser hat eben seinen Weg entlang den zerrissensten Gesteinspartieen gefunden und daselbst mehr durch Unterwühlen und Wegführen von Blöcken als durch Schleifen aus dem Ganzen gearbeitet; auch ist seit dem Einschlitzen der Thalschluchten viel nachgebrochen.

Pseudoglacialphänomene.

Das Gebirgsdiluvium ist nach vorgehendem fluviatilen oder torrentiellen Ursprunges, und die bisherigen Aufnahmen im Eulengebirge bieten keinerlei Anhaltepunkte, Gletscherwirksamkeit für seine Bildung in Anspruch zu nehmen. Kleine rundhöcker-

ähnliche Klippflecken wurden zwar an einigen Stellen beobachtet (Mitteltannhausen, Strasse von Niedertannhausen gen Wäldchen, u. a. P.); es sind dies aber durch lokale Faltung der Gesteinsschichten convex gerundete, abgescheuerte Flächen. Auch polirte und scharf geriefte Gleitharnische im Porphyr, welche zufälliger Weise an der Oberfläche zum Vorschein kommen, könnte man wegen ungenügender Aufschlüsse als Gletscherphänomene deuten. Desgleichen borstig umgestauchte Schichtenköpfe von zerrüttetem Gneiss, welche in den Diluvialschotter eingreifen (hinter Grockscher's neuer Fabrik in Wüstewaltersdorf). Meinerseits halte ich diese und ähnliche Erscheinungen im Eulengebirge nicht für glaciale.

Totalbild des Gebirgsdiluviums.

Versucht man das ganze Gebirgsdiluvialgebiet zu kartiren, so weit es nicht nur durch Einzelaufschlüsse, sondern auch durch die besprochenen topographischen Merkmale angezeigt ist, so resultiren breite den Hauptbachthälern folgende Streifen, die sich thalabwärts im allgemeinen erweitern und schliesslich im Diluvium der Ebene verfliessen. Da aber das Gebirgsdiluvium meist mit späterem Schwemmschutt bedeckt ist, welcher dem Grundschutt gleicht, so dürfte sich empfehlen auf der Ueberfangfarbe des Diluviums durch Punkte in der Farbe der bezüglichen Gesteine das Material der Decke auszudrücken; ausserdem durch conventionelle Zeichen etwaige nordische Geschiebe. Wo an steilen Gehängen die Diluvialdecke fehlt, der obere Rand des Diluvialthalbodens aber topographisch angedeutet ist, sollte man zur Vervollständigung des Bildes diesen Rand wenigstens durch eine Linie markiren.

Ausserhalb des Diluvialgebietes zerstreuter Diluvialschutt.

Ebenso wie in der Jetztzeit muss auch in der Diluvialzeit Schwemmschutt die Berggehänge quer hinabgespült worden und auf diesen hie und da liegen geblieben sein, nämlich oberhalb des eben behandelten eigentlichen Gebirgsdiluvialgebietes. Solcher alter Schwemmschutt lässt sich aber von neuerem materiell nicht

wohl unterscheiden und in Ermangelung topographischer Merkmale auch nicht wohl kartiren. Hierher gehöriger geschichteter Sand findet sich z. B. südöstlich vom Wolfsberg, 640—660 Meter ü. M., an anderer Stelle 700—720 Meter ü. M. Auch alter Bergsturzschutt, Blockanhäufungen, Muhrenschutt gehört hierher, wie er an den Gehängen nicht selten vorkommt; in grossem Maassstab (Blöcke) z. B. oberhalb Hausdorf (Section Rudolphswaldau) [1]. Zerborstene Klippen brechen immer noch ab und vergrössern dieselben Trümmerhalden, welche vielleicht schon Rohmaterial für die Schwemmgebilde der Diluvialzeit lieferten.

---

[1]) Eine Schilderung dieser Blockanhäufungen bei Hausdorf hat in diesem Jahrbuche pro 1882 S. 242 E. Dathe gegeben. Die Redaction.

Das Profil der Eisenbahn Konitz-Tuchel-Laskowitz.

Von Herrn **A. Jentzsch** in Königsberg i. Pr.

Von der Direktion der Königlichen geologischen Landesanstalt mit der Untersuchung der durch Eisenbahnbauten in Westpreussen neu entstandenen vorübergehenden Aufschlüsse beauftragt, hat Verfasser sowohl die in der Ueberschrift genannte, wie mehrere andere Bahnen im Sommer 1883 bereist. Das Profil der Linie Konitz-Laskowitz möge hier zunächst mitgetheilt werden, weil für seine Construktion neue Aufschlüsse sobald nicht zu erwarten sind, und dasselbe in geologischer Hinsicht mehrfaches Interesse darbietet.

Die Eisenbahn steigt nämlich von der nicht unbeträchtlichen Höhe des pommerellischen Rückens bei Konitz (177 Meter) bis zu der in der Weichselgegend gewöhnlichen Höhe des Diluvialplateaus bei Laskowitz (82 Meter) herab, und kreuzt die tief eingeschnittenen Thäler der Brahe bei Tuchel (88,15 Meter) und des Schwarzwassers bei Lubochin (33 Meter), umfasst somit Höhendifferenzen von 144 Meter, die mit Berücksichtigung der am Schwarzwasser ausgeführten kleinen Bohrungen, bis auf 157 Meter anwachsen.

Leider war die Bahn bei Bereisung derselben nahe vollendet, weshalb viele gerade der tiefsten und vermuthlich interessantesten Einschnitte nicht mehr untersucht werden konnten. Die direkt beobachteten Aufschlüsse wurden indess ergänzt durch die Proben mehrerer Bohrungen, welche entlang der Eisenbahn theils behufs

Erschliessung von Trinkwasser, theils zur Untersuchung des Untergrundes von Brückenbauten ausgeführt worden waren. Ich verdanke die Proben wie die genaueren Angaben über die Lage der Bohrpunkte, der Güte des Herrn Abtheilungs-Baumeister Fuhrberg in Tuchel und der übrigen Baubeamten, insbesondere der Herren Regierungs-Baumeister Obrebowicz in Driczmin und Regierungs-Bauführer Grossjohann in Tuchel. Dazu kommen noch mehrere zu verschiedenen Zeiten in der Nähe der Bahnlinie ausgeführte, noch nicht publicirte Bohrungen, und mehrere vom Verfasser bei Konitz 1876 und bei Lubochin 1881 beobachtete Profile, sowie ein von Herrn Hoyer dem Verfasser 1879 mitgetheiltes Tertiär-Profil von der Brahe.

Diese neueren und älteren Beobachtungen vereinigen sich, um ein wenigstens streckenweise zusammenhängendes Uebersichts-Profil der Trace zu geben, für einen Landestheil, aus welchem bisher nur äusserst spärliche vereinzelte Notizen vorlagen. So seien als Vorarbeit für spätere eingehendere Untersuchungen die folgenden Mittheilungen veröffentlicht, obwohl sich Verfasser ihrer Lückenhaftigkeit wohl bewusst ist.

Innerhalb der ersten 10 Kilometer sieht man, abgesehen von alluvialen Torf-, Humus- und Gehängebildungen, nur Lehmboden, und in den Einschnitten der Bahn gelbbraunen, oberflächlich entkalkten, gemeinen Diluvialmergel, darin Blöcke nur in mässiger Anzahl. Derartige Mergeldurchstiche finden sich bei

	Kilometer	Höhe in Metern über Normal-Null [1]	Tiefe in Metern
Konitz	0,6 — 0,9	173,0 — 177,2	4,2
Gr. Paglau . .	4,15 — 4,75	159,7 — 165,4	2,4
» » . .	5,55 — 6,0	149,6 — 154,1	2,4
Rakelwitz . . .	6,85 — 7,05	142,5 — 145,4	4,2
» . .	7,7 — 8,0	137,5 — 139,7	2,2
Granau . . .	9,25 — 9,45	131,1 — 132,3	1,1

[1]) Normal-Null entspricht bekanntlich ungefähr der mittleren Höhe des Ostseespiegels.

Vorläufig muss man alle diese Aufschlüsse zum Oberdiluvialmergel stellen, obwohl vielleicht einige derselben sich späterhin als unterdiluvial ausweisen werden, zumal die letzten Einschnitte im Streichen eines flachen Thalgehänges verlaufen.

Unterdiluvialmergel ist in dem Durchlass am Nordwestende des Bahnhofes Frankenhagen an drei Stellen (bei 10,085, 10,115 und 10,112 Kilometer) erbohrt, und zwar 4 Meter mächtig von + 120,1 bis + 124,1 Meter, über NN., bedeckt von 0,8 bis 1,0 Meter Humuserde. Es ist eine graue Masse von der Struktur des Diluvialmergels, aber arm an Geschieben, da alle sechs Proben deren keine enthalten. Mit Rücksicht auf Farbe und Niveau-Verhältnisse muss man diesen Mergel in's Unterdiluvium stellen. Der Mergel am Bahnhof Konitz dagegen erweist sich deutlich als oberdiluvial. Er bedeckt das dortige wellige Plateau, an dessen Abdachung nach der Stadt Konitz Sand mit einzelnen grandähnlichen Lagen hervortritt. Eigentlichen, wenn auch nicht groben Grand sah ich in diesem Niveau 1876 in einer circa 5 Meter tiefen Grube am Kreuzungspunkte der Bahnen nach Schneidemühl und Wangerin, zwei Kilometer südwestlich vom Bahnhof Konitz für Eisenbahnzwecke gewonnen.

Noch tiefere Schichten erschloss ein Brunnen, dessen Schichtenproben der Königl. Kreisbauinspector Herr Otto in Konitz durch Herrn Regierungs-Baumeister Hensel mir im April 1882 einsandte.

Dieser Brunnen im Gefängniss des Landgerichts traf:

1 Meter	Humosen Sand	bis	1 Meter	Tiefe
2 »	Spathsand	»	3 »	»
2 »	Gelbbraunen Diluvialmergel	»	5 »	»
5 »	Grauen Diluvialmergel mit einzelnen Geschieben .	»	10 »	»

Von 10 Meter Tiefe ab: Desgleichen sandig, darunter kam Wasser.

Hiernach sind also unter 2 Meter Diluvialsand 7 Meter Unterdiluvialmergel getroffen, unter welchem Wasserdruck, mithin in geringer Tiefe eine Sand- oder Grandschicht nachgewiesen ist.

Desgleichen traf ein Brunnen im Gymnasium zu Konitz:

bei 2 — 3 Meter Tiefe Diluvialsand,
» 4 — 5 » » Gelben Diluvialmergel,
» 5 — 10 » » Grauen »

Darunter reinen Grand als wasserführende Schicht.

Nach gefälliger Mittheilung des Herrn Regierungs-Baumeister Hensel in Konitz zeigen auch die übrigen Brunnen der Stadt ähnliche Verhältnisse. Dieselben sind 2 — 8 Meter tief gesenkt und gemauert, treffen in dieser Tiefe den Diluvialmergel, und durchbohren diesen in 2 — 8 Meter Mächtigkeit; aus dieser Tiefe quillt aus »schluffigem Sande« Wasser bis in den Brunnenkessel. Die Höhe der Brunnen-Bohrpunkte in der Stadt Konitz ist auf durchschnittlich 150 Meter zu schätzen.

Nach demselben Gewährsmann traf ein auf den oberen Höhen der Stadt, circa 160 Meter über NN. angesetzter Brunnen, der bis 16 Meter Tiefe gegraben und dann bis 26 Meter gebohrt war: 11 Meter »Diluvium« (d. h. wohl Abrutschmassen und Unterdiluvialsand), darunter Unterdiluvialmergel, unter welchem der gleiche wasserführende Sand erbohrt wurde. Der Brunnen liefert reichliches Wasser, welches bis 9 Meter unter Terrain, mithin höher als in den Thalbrunnen steigt.

Ein tiefer, vor 2 Jahren auf Bahnhof Konitz gebohrter Brunnen würde eine wichtige Ergänzung dieser Profile geboten haben, wenn es den damaligen wiederholten Bemühungen des Verfassers gelungen wäre, Schichtenproben zu erlangen. Nachträglich konnte nur in Erfahrung gebracht werden, dass die Bohrung bei 65 Meter eingestellt wurde, ohne ihren Zweck, hinreichendes Wasser zu erschliessen, erfüllt zu haben.

Zum Glück bieten die Aufschlüsse auf dem Bauterrain der Corrigendeanstalt, von denen mir Herr Baumeister Hensel zahlreiche Schichtenproben und eine ausführliche Lokalbeschreibung gab, willkommenes Material zur theilweisen Ausfüllung dieser Lücke.

Das Konitzer Thal erstreckt sich mit quelligem Wiesengrund nach Norden. Etwa 1 Kilometer nördlich der Stadt mündet rechts

eine Parowe (Schlucht), aus deren nördlichem Gehänge Quellwasser hervordringt. Unmittelbar südlich dieser Parowe liegt das Bauterrain, auf welchem in circa 170 Meter Höhe, circa 23 Meter über der Thalsohle gebohrt wurde. Drei kleine Bohrungen wiesen diluvialen Sand mit einem nahezu horizontalen Grundwasserspiegel nach, unter welch' letzterem in 0,1 — 4,0 Meter Tiefe Diluvialmergel getroffen wurde, dessen Oberfläche sich darnach im Verhältniss 1 : 100 nach Osten einsenkt, während sich andererseits am Thalgehänge der Sand deckenförmig weit herabzieht. Ein nach Vorschlag und unter Leitung des Herrn Hensel ausgeführtes Tiefbohrloch ergab nun von oben an:

2 Meter gelblichen, fein grandigen Sand von oberdiluvialem Habitus, der jedoch wegen seiner Lagerung und seiner nach O. bedeutend grösseren Mächtigkeit wohl als unterdiluvial aufzufassen ist. Darunter folgt gleichmässig Geschiebe führender Diluvialmergel, schon in der obersten Probe (2—3 Meter Tiefe) kalkhaltig. Die Farbe desselben ist bis 4 Meter Tiefe gelbbraun, dann bis 5 Meter gelblichgrau, bis 8 Meter reingrau, dann bis 10 Meter gelblichgrau, dann reingrau bis 32 Meter. Die zwei Proben aus 32—34 Meter sind ebenso, doch bedeutend heller bis weisslichgrau. Der Bohrbericht giebt indess bei 33 Meter Tiefe »stark mit thonigen Bestandtheilen, Schluf vermengten Sand« an, und es drang aus der Tiefe von 33 — 34 Meter Wasser bis zu 11 Meter unter Terrain empor, welches nach erfolgtem Abpumpen immer den gleichen Stand wieder erreichte, also einen relativen Auftrieb von circa 24 Meter Druckhöhe zeigte. Doch war die Quantität des Wasserzuflusses nur gering und erwies sich auch dann noch als unzureichend, nachdem man später einen Brunnen bis 33 Meter Tiefe abgesenkt hatte.

Bei Vertiefung des Bohrloches kam man sofort wieder in denselben grauen gemeinen Diluvialmergel mit Geschieben, welcher gleichmässig bis 55 Meter Tiefe anhielt. Er bohrte sich indess (wohl in Folge seiner Nässe?) etwas leichter als der bis 33 Meter Tiefe durchsunkene Mergel. Bei 55 Meter Tiefe wurde Sand erbohrt, aus welchem Wasser bis 4 Meter unter Terrain, also mit relativem Auftrieb von 51 Meter emporstieg. Dasselbe wirbelte

so viel Sand auf, dass das Bohrloch sofort 1 Meter hoch versandete, und nicht tiefer gebracht werden konnte. Die vorliegende Probe ist reiner mittelkörniger Sand, welcher zwar Braunkohlenkörnchen, die für Tertiär charakteristischen Quarze und relativ reichliche Blättchen von weissen Glimmer enthält, aber durch seinen Kalkgehalt und durch das Vorkommen von rothen Feldspathkörnern sich als diluvial ausweist. Die zuerst genannten drei Bestandtheile sind als eingeschwemmte Tertiärbeimengungen aufzufassen, welche sich bekanntlich häufig in Diluvialschichten finden.

Kurz zusammengefasst ergiebt sich mithin für Konitz und Umgegend folgendes Profil:

a) Oberdiluvialmergel, mindestens 4,2 Meter mächtig bis zur Höhe von 177 Meter.

b) Unterdiluvialsand, stellenweise grandig, circa 2—5 Meter, an den Gehängen sich bis zur Thalsohle (150 Meter) herabziehend; aufwärts bis 170 Meter.

c) Unterdiluvialmergel 31 — 32 Meter, bis circa 168 Meter emporsteigend.

d) Sand von geringer Mächtigkeit, doch mit Wasserauftrieb; an der Corrigendenanstalt wenige Decimeter, in Stadt Konitz anscheinend etwas mächtiger und z. Th. grandig; trotzdem weit verbreitet in fast gleichem Niveau; die Oberfläche schwankt nach ungefähren Höhenschätzungen von + 134 bis + 140 Meter.

e) 21 Meter Unterdiluvialmergel.

f) Unterdiluvialsand mit tertiären Beimengungen.

Diese beträchtliche Entwickelung des Unterdiluvialmergels, die selbst in Ostpreussen nur selten erreicht und nur an wenigen Bohrpunkten übertroffen wird, verdient Beachtung, einmal weil sie für einen so hoch gelegenen Punkt Norddeutschlands bisher völlig neu ist, sodann weil bisher Westpreussen im Ruf relativ geringer Entwickelung dieser Schicht stand. Berendt erkannte 1866[1]) gegenüber dem untergeordneten, nicht völlig allgemeinen Auftreten derselben in der Mark ihr Vorherrschen in Ostpreussen

[1]) Schriften der physikal.-ökonom. Ges. zu Königsberg VII, 1866, S. 76.

und sprach Westpreussen eine vermittelnde Stellung zu. Diese Auffassung ist nach dem damaligen Stande der Landeskenntniss, welche vorwiegend auf Berendt's Untersuchung der Königsberger Umgegend für Ostpreussen, und der Weichselgegend für Westpreussen basirte, auch heute noch völlig zutreffend. Aus der Summe der seit jener Zeit erst allmählich angesammelten Erfahrungen ergiebt sich aber, dass zwar überall in Ostpreussen der untere Mergel typisch vorkommt, aber doch an vielen Stellen auch geschichtete Glieder mächtig und z. Th. dominirend entwickelt sind [1]). Und auch in Westpreussen hat sich, selbst links der Weichsel, der Unterdiluvialmergel nicht nur weit verbreitet, sondern hier und da auch recht mächtig gezeigt [2]), wenngleich der Darstellung Berendt's entsprechend bisher nicht so gewaltig wie in Ostpreussen. Um so interessanter ist nun der Nachweis so mächtigen Diluvialmergels in mehr als 500 Fuss Meereshöhe bei Konitz.

Erwähnung verdient nebenbei der Umstand, dass auch der obere Mergel in dieser Gegend weit verbreitet zu sein scheint. Nicht nur sämmtliche Bahneinschnitte sind, wie erwähnt, Lehm beziehungsweise Mergel, sondern Verfasser bemerkte auch entlang der etwas höher verlaufenden Chaussee von Konitz nach Tuchel bei einer Fahrt 1876 nur fruchtbaren Lehmboden.

Ueberblicken wir nun nochmals die ersten 10 Kilometer der Bahnstrecke, so gewinnt die oben ausgesprochene Vermuthung, dass ein Theil der durchschnittenen Diluvialmergel unterdiluvial sein möchte, an Wahrscheinlichkeit, und der nahe dem Bahnhof Frankenhagen angetroffene Diluvialmergel erscheint als Fortsetzung jener gewaltigen, bei Konitz erbohrten Mergelbank. Auch die weiteren Aufschlüsse der Strecke zeigen die beträchtliche Entwickelung derselben Schicht bis zu den Ufern der Brahe.

Die Eisenbahn senkt sich noch weiter bis 13,4 Kilometer, wo sich in 113,9 Meter über NN. ein beträchtliches Torfmoor

---

[1]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1880, Bd. XXXII, S. 666—667.

[2]) Vergl. auf Blatt XX Dirschau der geol. Karte d. Provinz Preussen die Aufschlüsse des Fersethales, sowie das am Rande graphisch dargestellte Bohrprofil aus Pr. Stargardt.

ausdehnt, die partielle Ausfüllung eines jener langgestreckten Seenthäler, die für die Höhen des pommerellischen wie des masurischen Rückens so charakteristisch sind. Die hier in Rede stehende diluviale Rinne beginnt circa 11 Kilometer nördlich der Eisenbahn mit einem kleinen auf der Generalstabskarte unbenannten See, welchem sich nach S. der Przyarcz-See, der Wittstocker See, Grochower See und Frankenhagener See anreihen. Südlich der Eisenbahn sind der Petztiner See und der Deutsch-Cekziner See zunächst die einzigen bei der Vertorfung übrig gebliebenen Reste; weiter südlich verbreitert sich die Torffläche und verfliesst mit benachbarten, sich bis Abrau, Damerau und Klein-Kensau erstreckenden Niederungen, südlich deren in der Verlängerung der bisher geschilderten Rinne wieder eine entschiedene Rinne bei Zwangsbruch und Drausnitz erkannt wird, welche den Zaremba-See enthält, und durch diesen mit dem von WNW. nach OSO. streichenden Thale der Kamionka in Verbindung tritt.

Drei verschiedene Abflüsse hat die geschilderte, im Ganzen über 25 Kilometer lange NNO.—SSW. streichende Deutsch-Cekziner Seenrinne: Am Südende zum Kamionkaflusse und mit diesem zur Brahe; drei Kilometer nördlich der Eisenbahn, südlich Wittstock, durch ein kurzes Querthal zum Reetzer See und Rudnitza-See, und weitere 3½ Kilometer nördlicher, auf noch kürzerem Wege über die Wittstocker und Reetzer Mühle zum Reetzer See. Nachdem beide letztere Abflüsse mithin das etwa 6—7 Quadrat-Kilometer grosse, 24 Meter über den Reetzer See ansteigende Diluvialmassiv abgetrennt haben, fliessen sie vereint durch das Reetzer Fliess in die Brahe. Von dem als nördliches Ende angegebenen Punkte setzt sich die Deutsch-Cekziner Rinne noch 8 Kilometer, mithin auf eine Gesammtlänge von 33 Kilometer in nordwestlicher Richtung fort, und auch nach S. ist jenseits des Kamionka-Thales noch eine Fortsetzung erkennbar. Zwei Thalsysteme verschiedenen Alters schneiden sich hier, ganz analog den von BERENDT aus der Berliner Gegend eingehend geschilderten Verhältnissen. Der Verlauf des hier geschilderten Thales und des der Brahe ist in den Hauptheilen conform, nur dass südlich des Knie's beide Thäler schwach divergiren. Das Thal der Brahe

hat sich am stärksten vertieft und ist dadurch für einen weiten Distrikt der Hauptentwässerungsweg geworden, nach welchem das den Ausgangspunkt unserer Betrachtung bildende Deutsch-Cekziner Thal durch drei Querthäler verbunden ist. Der nördlichste dieser Verbindungswege ist, abgesehen von Krümmungen, nur 6, der südlichste dagegen 20 Kilometer lang.

Noch mehrere Rinnen gleicher Richtung durchschneidet die Bahn: Bei 17,1 Kilometer in + 115,8 Meter über NN. das weit kürzere Sehlener Thal, welchem nördlich der Bahn der Sehlener See und der Glemboczek-See angehören;

Bei 28,3 Kilometer in + 88,2 Meter über NN. das Thal der Brahe, welches oberhalb Menczikat den Habitus eines gewöhnlichen Flussthales völlig verliert und sich als eine vortrefflich typische thalartige Seenkette durch den Kossabudno-, Debrzk-, Lonsk-, Glensno-, Garliczno-, Smarli-, Kleinen und Grossen Gluchy- und verschiedene unbenannte Seen 28 Kilometer weit bis zur Zerriner Forst im pommerschen Kreise Bütow nordwärts fortsetzt;

Bei 29,5 Kilometer nahe Neumühl in + 89,4 Meter über NN., (nachdem inzwischen eine Höhe von + 109,8 Meter über NN. überschritten), ist das Rudamühler Thal, welches in der Wodziwodaer Forst beginnt, den Okiersker, Neumühler und Rudamühler See enthält, beziehungsweise verbindet, 17 Kilometer (davon 12 Kilometer nördlich der Eisenbahn) lang ist und bei Schwidt in das Brahethal mündet.

Endlich bei 34,7 Kilometer in 105,3 über NN. das Polnisch-Cekziner Thal und bei 35,9 Kilometer in 110,7 Meter über NN. das Glawka-Thal, ein kleines Nebenthal des vorigen. Als nördlicher Anfang des 23 Kilometer langen, durchschnittlich 200 bis 400 Meter breiten Hauptthales kann der Okonniner See bei Glowko, Polnisch- und Deutsch-Okonnin gelten, welcher 5 Kilometer lang ist. Als dessen südliche Fortsetzung erscheint eine fast geradlinige Kette langgestreckter Einsenkungen in der Wodziwodaer Forst bis zu dem kleinen See von Zalesie, dann ein kleines Stück des jetzt vom Rakuwka-Flusse entwässerten Thales, dann der Menten-See, Sadworni-See und Clodno-See nördlich der

Eisenbahn; südlich der Letzteren folgen zwei kleine unbenannte Seen, dann der Polnisch-Cekziner See und der Dretzim-See. Letztere beiden, nur durch einen schmalen diluvialen Isthmus getrennt, reihen sich dicht an einander und sind $4^1/_2$ resp. $1^1/_2$, zusammen 6 Kilometer lang bei der erwähnten geringen Breite. Das Glawka-Thal beginnt bei der Unterförsterei Wolfsgrund mit einem kleinen rundlichen See, enthält weiter südlich bei Krummstadt zwei andere unbenannte Seen, sodann den kleinen und grossen Okonnin-See bei Okonnik (beide wesentlich kleiner als der oben erwähnte Okonniner See!) dann den Glawka-See, der sich an den Polnisch-Cekziner See anreiht, von letzterem zweigt in der Mitte des Westufers ein schmales Thal ab, welches die langgestreckten Becken des Mialo-Sees und des Gwiasda-Sees enthält, welch, letzterer sich dem erwähnten Dretzim-See anreiht und so den Ring schliesst. Auch weiter südlich reihen sich noch Seen und Senken an, deren Verfolgung hier zu weit führen würde.

Weiter östlich fehlen auf weite Erstreckung grössere Rinnen und Seenketten, weshalb die bisher aufgezählten zunächst rein geographisch zu einer Gruppe zusammengefasst werden können. Bei flüchtiger Betrachtung scheinen die genannten Seenketten sehr verschiedener Natur zu sein. Die einen, insbesondere das Deutsch-Cekziner Thal, zeigen die einzelnen Seen in fast gleichem Niveau, durch flache Torf- und Moorniederungen verbunden, welche sichtlich als versumpfte Theile eines ehemaligen Sees auftreten. Im Gegensatz dazu erscheinen das Polnisch Cekziner und das Glawka-Thal gewissermaassen wie Perlenschnüre, bestehend aus linear angeordneten, aber isolirten, durch diluviale Brücken getrennten Einzelbecken. Dieser Unterschied ist aber nur zufällig und äusserlich. Wirklich isolirte, abflusslose Becken sind in Centraleuropa, wo die Höhe der jährlichen atmosphärischen Niederschläge überall grösser als die Verdunstungsmenge ist, nicht denkbar. Jene scheinbar isolirten Seen müssen mithin einen unterirdischen Abfluss haben, das heisst, da Höhlen im Schwemmland fehlen, als sogenanntes »Grundwasser« durch eine mehr oder minder mächtige diluviale Sandschicht abfliessen. In der That beobachten wir hier, wie bei zahllosen anderen »abflusslosen« kleinen Seen Ost-

und Westpreussens, dass sie in Sandterrains von oft imposanter Entwicklung liegen. Letztere können sogar tiefe, völlig trockene Kessel umschliessen.

Denkt man sich an Stelle des Sandes eine gleichgestaltete Masse des schwer durchlässigen Diluvialmergels, so wird der Spiegel des Sees angestaut werden, bis er irgendwo einen oberirdischen Abfluss findet, der sich nun im Laufe der Zeit tiefer und tiefer einschneidet, Seen durch ein schmales Erosionsthal verbindet und gleichzeitig das Niveau der Wasserfläche langsam senkt. Durch solche Anstauung wird, der Oberflächengestaltung entsprechend, der See nur wenig nach der Breite, aber beträchtlich nach der Länge wachsen, bisweilen mit benachbarten Seen verschmelzen, und so einer jener stromartig schmalen, langen Seen entstehen, die wir in der preussisch-pommerschen »Seenplatte« so zahlreich finden. Die vormaligen diluvialen Landbrücken werden da zu Untiefen, auf welchen Schilf und andere Pflanzen des seichten Wassers eingeschwemmte Sinkstoffe ansammeln, festhalten, und mit Resten abgestorbener Pflanzentheile zu einer Moorniederung anwachsen lassen.

Beide Arten von Seenthälern sind also im Grunde gleich: Es sind lineare Anreihungen kessel- oder wannenartiger Vertiefungen, welche, je nach dem Stande des Grundwasserspiegels, als schmaler meilenlanger See oder als Kette oberflächlich getrennter Wasserbecken erscheinen.

Alle diese Reihen sind, wie schon der gewählte Name andeutet, ausgesprochen thalartig gestaltet, und wie Thäler vereinigen sie sich bisweilen im spitzen Winkel.

Die auffälligsten Seenthäler der Gegend von Tuchel laufen von NNO. nach SSW. Es finden indess auch starke Ablenkungen statt, und in ungefähr rechtem Winkel schneiden noch andere Rinnen. Mindestens zwei Systeme verschiedenen Alters sind mithin zu unterscheiden, gewiss eine bemerkenswerthe Analogie zu den in Norddeutschland beobachteten zweierlei Schrammen-Systemen [1])

---

[1]) Vergl. Wahnschaffe in Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883, Bd. XXXV, S. 831—848, Tab. XXVII.

und den bei uns wie in Schweden angedeuteten zweierlei Richtungen des Geschiebetransportes.

Es ist hier nicht der Ort, die Entstehungsweise dieser merkwürdigen Terrainformen eingehend zu beleuchten. Nur kurz sei darauf hingewiesen, dass sie nach Dimension wie Gestaltung sich einerseits den durch Herrn Berendt [1]) als Schmelzwasserrinnen gedeuteten, mit mehr oder minder ebener Sohle ausgestatteten Flussthälern, und ähnlichen, aber trockenen Rinnen, andererseits den durch die Herren Berendt [2]) und E. Geinitz [3]) als Strudellöcher (Riesenkessel) erkannten, tief kesselförmig ausgehöhlten, durch flache Rinnen verbundenen Pfuhle oder Sölle anschliessen, und einen Uebergang beider Typen vermitteln. Auch räumlich sind sie mit den genannten Gebilden verbunden. So sehen wir beispielsweise das Brahethal sich oberhalb einer Biegung als Seenkette fortsetzen, und oft genug sehen wir andererseits um echte Seen des Diluvialplateaus (z. Damerau - See bei Marienburg, Jerszewo'er See bei Marienwerder) kleine pfuhlartige Vertiefungen in grosser Anzahl geschaart. Wir werden daher auch einen genetischen Zusammenhang und eine einigermaassen analoge Entstehung anzunehmen haben, d. h. eine Erosion durch Schmelzwässer.

Völlig unstatthaft dürfte die Verbindung sein, in welche kürzlich Herr Penck [4]) die Bildung dieser wannenförmigen Thalgestaltung mit der Aenderung des Geoids gebracht hat. Zwar sind dessen Betrachtungen über die Aenderung der Geoidfläche durch Attraction des mächtigen Diluvialgletschers, und über die dadurch relativ wannenförmige Ausgestaltung, bezw. die Umkehrung der in der Nähe des Gletscherrandes ungefähr senkrecht zu letzterem verlaufenden Wasserbetten an sich theoretisch unanfechtbar, da sie aus allgemein anerkannten physikalischen Gesetzen mit Nothwendigkeit folgen. Aber den vielen Maassverhältnissen entsprechen

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXI, 1879, S. 1—20.

[2]) Ibid. XXXII, 1880, S. 64—72.

[3]) Archiv f. Naturgesch. Mecklenburgs XXXIII, 1879, S. 54—57 und XXXIV, 1880, S. 10—13.

[4]) Verhandl. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin 1884, No. 1, S. 19.

dieselben keineswegs. Unsere Seen sind nicht flache Einsenkungen, sondern oft von bedeutender Tiefe. Verfasser lothete[1]) gemeinsam mit Herrn KUPFFER, im Mauersee bei Lötzen 35 Meter, im Taltergewässer bei Nikolaiken 35,7 Meter; Herr v. SEIDLITZ im Narien-See bei Mohrungen[2]) 43,3 Meter, Herr SKOWRONNEK im Lycker-See bei Lyck[3]) 57 Meter und Herr BALDUS, nach gefälliger mündlicher Mittheilung des Herrn BENECKE, im Lansker-See bei Allenstein gleichfalls 57 Meter. Obwohl alle jene Seen in Ostpreussen liegen, dürfen wir doch für die bisher nicht gemessenen westpreussischen Seen ähnliche Maximaltiefen annehmen, zumal aus den Mecklenburger Seen ähnliche Tiefen bekannt sind. Bisweilen liegen diese Tiefen nicht nur in einem schmalen thalähnlichen See, sondern auch nahe einer dasselbe abschneidenden Landbrücke. Eine solche bildet z. B. die fast die gesammte Breite des Sees einnehmende »Insel« bei Lyck, von deren Südrande der erwähnte Abgrund nur 500 Meter, ein anderer, 54 Meter tiefer Punkt gar nur 220 Meter entfernt ist, so dass hier in der Längserstreckung des Seegrundes ein Gefälle von etwa 1 : 4 oder ungefähr 14^0 herrscht. Und selbst, wenn wir jene »Insel« nicht als Unterbrechung des Sees gelten lassen, findet letzterer doch 2500 Meter vom tiefsten Punkt sein nördliches Ende, also selbst dann erhalten wir noch eine Steigung von 1 : 44 oder 1^0 18′ nach N. und von ähnlicher Steilheit nach S.

Vergleichen wir damit die faktisch beobachteten, wie die theoretisch als möglich zu berechnenden Lothabweichungen, so ergiebt sich von selbst, dass die aus der Existenz der Lokalattraktion deducirten Wannengestalten der glacialen Wasserrinnen an Tiefe bezw. Schroffheit nicht entfernt vergleichbar sind den grossartigen Einsenkungen unserer Seenketten.

Nicht undenkbar wäre es, dass glaciale Aufpressungen thoniger Schichten jene Unebenheiten der Erosionsrinne hervorgebracht

---

[1]) Schriften d. phys.-ökon. Ges. zu Königsberg XVII, 1876, S. 113—114.

[2]) Ibid. XVIII, 1877, Sitzungsber. S. 28—29 und Berichte d. Fischerei-Vereins für die Provinz Preussen, 1877, S. 4—6.

[3]) Berichte des Fischerei-Vereins der Provinz Ost- und Westpreussen, 1883, No. 4, S. 37 nebst Karte.

haben, welche heute als Landbrücken, Halbinseln, Inseln und Untiefen erscheinen. Da aber in allen Moränenterrains, scheinbar unabhängig von der Beschaffenheit des Untergrundes, gleiche Seen auftreten, so liegt der Gedanke an unveränderte Erhaltung diluvialer Erosionsformen nahe. Wenn man die »Sölle« als Strudellöcher erklärt, so könnte man auch kleine rundliche Seen von etwas beträchtlicheren Wasserfällen ableiten und langgestreckte Seen durch Verschiebungen derartiger Fälle entstanden denken. Endlich müssen überhaupt subglaciale Schmelzwasserrinnen im Gegensatz zu den offen am Rande hervortretenden Gletscherbächen den Boden wannenförmig aushöhlen. In consequenter Weiterentwickelung der von Herrn Berendt aufgestellten Glacialhypothese wird nämlich ein über unebenes Terrain langsam bewegter Continentalgletscher und andere folgende Erscheinungen zeigen:

Die über dem Wasserlauf ruhende oder sich fortschiebende Eisplatte wird vermöge ihrer Elasticität, unterstützt durch Spaltenbildung, sich einsenken, bis sie auf dem Wasserspiegel ruht, diesen herabdrückt und schliesslich unterbricht. Das in Gletscherbächen mehr oder minder reichlich zufliessende Wasser wird sich so lange und so hoch aufstauen, bis es einen Ausgang erzwingt. Letzteres ist auf zwei Arten möglich: entweder muss es in dem ganzen communicirenden Spaltensystem so hoch steigen, bis das Eis lokal zum Schwimmen kommt, oder es muss unter dem Eise seinen Lauf vertiefen, bezw. sich einen neuen Lauf bahnen. In beiden Fällen bewegt sich das Wasser, zum Unterschiede von jedem gewöhnlichen Wasserlauf, auch den meisten Höhlenbächen, in geschlossenen Canälen unter mehr oder minder hohem Druck. Es hat daher nicht nur eine beträchtliche Erosionskraft, sondern vermag auch, der Gestalt der Wandungen entsprechend, bergauf zu fliessen, mithin bergauf losgewaschenes Material zu transportiren, mit einem Worte Wannen auszuwaschen, die, ihrer Ableitung aus Thälern entsprechend, meist langgestreckt sein werden, doch bei geeigneter Terraingestaltung auch beckenartig (wie der Spirdingsee in Ostpreussen) sich verbreitern können. Wie alle Wandungen, so erleidet auch die Eisdecke der Rinne einen Wasserdruck, der

vertikal nach oben wirkt und mithin einen Theil des lokalen Eisdruckes aufhebt. Die subglacial fliessenden Schmelzwässer waren es mithin, welche durch hydrostatischen Druck an vielen Stellen das Eis vom Boden entfernt hielten und dadurch die Bewegung des Gletschers wesentlich erleichterten. Da, wo letzterer sich aus lokalen Gründen, z. B. wegen grösserer Entfernung der seitlichen Stützflächen oder rascheren Eiszuflusses, auch über den Rinnen tiefer herabsenkte, mussten letztere sich für eine kurze Strecke vertiefen und eben dadurch jene geschilderten Seenbecken ausgespült werden.

So war es möglich, dass die subglacialen Rinnen der Schichten oft ungestört in den Gehängen zu Tage treten, während anderwärts, wo das Wasser nicht zufliessen oder zu leicht abfliessen konnte, der Gletscher sich bis auf den Thalboden senkte und dort Geschiebemergel zwischen den tertiären Schichten der Thalwände ablagerte [1]).

Ohne unbedingt allen Seen der Diluviallandschaft gleichen Ursprung vindiciren zu wollen, wage ich obige Ansichten über die so wichtige und bisher so dunkle Frage der Seenbildung dem Urtheile der Fachgenossen zu unterbreiten. Für Vorzüge meiner Hypothese halte ich: 1) dass dieselbe, ohne irgend welche neuen Annahmen zu Hilfe zu nehmen, zur Erklärung der Seenformung lediglich die bekannten Kräfte unter den von der Glacialtheorie allgemein geforderten Umständen wirken lässt; 2) dass sie die Bewegung continentaler Eismassen über weite Flächen begreiflicher macht; 3) dass sie geeignet zu sein scheint, jene oft ausgesprochenen Behauptungen von der stark erodirenden Thätigkeit der Gletscher in Einklang zu bringen mit der ebenso oft ausgesprochenen conservirenden Wirkung des Gletschereises, indem sie den bisweilen nicht genügend beachteten Satz betont: Kein Gletscher ohne Wasser!

---

[1]) So zum Beispiel bei Nortycken im Samland, vergleiche Jentzsch in Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, XVIII, 1877, S. 223.

Verfolgen wir die Eisenbahn weiter in der Richtung nach Osten, so finden wir die nächsten Aufschlüsse in zwei Einschnitten bei 16,5 — 17,0 Kilometer, wo in 122,0 — 125,9 Meter Höhe geschichteter Sand, bis zur Tiefe von mindestens 3,5 Meter entkalkter Sand zu sehen ist. Es ist als eine, im Gehänge des Sehlener Thales zu Tage tretende Unterdiluvialschicht aufzufassen. In dem eine Gabelung jenes Thales bezeichnenden Durchlass bei 17,1 Kilometer wurde in 2—4,5 Meter Tiefe unter der Oberfläche gleich 113,8 — 111,3 Meter über NN., mithin im Liegenden des erwähnten, nahe benachbarten Sandes, grauer Diluvialmergel erbohrt, der in den zwei vorliegenden Proben arm an Geschieben, doch nicht frei davon ist. Auf Bahnhof Sehlen, 17,5—18,0 Kilometer, finden wir nur Geschiebe führenden Diluvialmergel (incl. Lehm) bis 2 Meter über dem Planum, mithin bis 129 Meter über NN., bedeckt von 1 — 2 Meter schwachlehmigem Sand. Da nach den Terrainverhältnissen dieser Aufschluss dem Oberdiluvium angehören dürfte, so haben wir hier in kurzer Entfernung das Profil:

Oberer Mergel . . .	127 — 129	Meter über NN.
Unterer Sand	122 — 126	» » »
Unterer Mergel . . .	111 — 114	» » »

Doch halten die Schichten dies Niveau nicht genau ein; denn schon kurz vor 19,0 Kilometer wird nahe nördlich der Bahn, einige Meter über dem Planum, mithin etwa bei 135 Meter über NN., in einem flachen Rücken Grand für Eisenbahnzwecke gewonnen. Unter 0,2—0,6 Meter geschiebearmen, schwachlehmigen Sandes sieht man 1 Meter deutlich geschichteten reinen, groben Grand mit dünnen Sandzwischenlagen und darunter groben Spathsand. Die Geschiebe sind zum Theil nur schwach abgerollt, meist nuss- bis faustgross; nur wenige vereinzelte erreichen Kindskopfgrösse. Vorwiegend sind krystallinische Silikatgesteine, nächstdem silurische Kalke; ausser einzelnen Feuersteinen sah ich keine sonstigen Kreidegeschiebe, doch war bei meiner Anwesenheit die Auswahl zu untersuchender Geschiebe nicht gross. Es überwiegen also hier die nordischen, von Fern her gewanderten Geschiebe vollständig, während die aus dem Boden der Provinz stammenden

einheimischen Geschiebe weit mehr zurücktreten, als z. B. an der Weichsel und in vielen Gegenden Ostpreussens. Diluviale Conchylien wurden nicht gefunden. An einer Stelle schiebt sich zwischen den Grand und den überlagernden schwachlehmigen Sand 0,5 Meter echter Geschiebelehm, weshalb der Grand entschieden unterdiluvial ist.

Auch bei 20,6 Kilometer in der Kreuzung des Weges Sluppi-Bladau sieht man in ungefähr gleichem Niveau, 133,0 Meter über NN., dicht über der Grabensohle, grandigen Sand, darüber sandig berutschte Böschung, und 90 Meter weiter, 134,3 Meter über NN., Geschiebelehm, also das Profil:

Oberer Mergel über unterem Sand und Grand.

Die Bahn senkt sich nun ins Thal des Kietz-Flusses (auf der Generalstabskarte Kiesz- oder Kietsch-Fl. genannt) und überschreitet denselben zwischen 24,0 und 24,1 Kilometer. Hier wurden vier kleinere Bohrungen ausgeführt, welche sämmtlich grauen Diluvialmergel von mindestens 5 Meter Mächtigkeit trafen. Die zehn vorliegenden Proben enthalten theils keine, theils mehrere kleine Geschiebe, sind daher im Ganzen als geschiebearmer Unterdiluvialmergel zu bezeichnen. Die Höhe beträgt circa 97 bis 102 Meter über NN.

Wenig höher, am Gehänge desselben Thales, liegt Bahnhof Tuchel. Hier wurden bei 25,4 und 25,65 Kilometer zwei Brunnen angelegt, deren Schichtenproben mir vorliegen. Letztere sind:

Aus 1 Meter Tiefe: Gelbbrauner, geschiebeführender Diluvialmergel, mässig kalkig,

» 2 » » Desgl. kalkreich (mithin der Infiltrationszone in der oberflächlichen Verwitterungskruste des Diluvialmergels angehörend,

Aus 3 u. 4 Meter Tiefe: Gelbbrauner, in den Proben geschiebefreier Diluvialmergel,

Aus 5 Meter Tiefe: Desgl. mit einzelnen Geschieben,

» 6 » » Ebenso, doch grau gefärbt,

» 10 » » Sandiger, grauer Diluvialmergel,

» 11 » » Desgl.

Der zweite Brunnen zeigte:

in 1 Meter Tiefe: Gelbbraunen Diluvialmergel, mässig kalkig,
in 2—5 Meter Tiefe: Desgl. durchweg mit nur sehr kleinen Geschieben,
in 6—8 Meter Tiefe: Grauen typischen Diluvialmergel mit einzelnen Geschieben (Geschiebemergel),
in 11 Meter Tiefe: Grauen sandigen Diluvialmergel,
in 12—13 Meter Tiefe: Grauen geschiebearmen Diluvialmergel,
in 14 Meter Tiefe: Desgl. ein wenig sandiger.

Sichtlich ist hier die gelbbraune Färbung das Ergebniss oberflächlicher Oxydation; wir haben daher sämmtliche Proben beider Brunnen als Unterdiluvialmergel zu bezeichnen, welcher zum Theil typisch, meist jedoch relativ geschiebearm, in 14 Meter Gesammtmächtigkeit angetroffen wurde. Das Bahnplanum, auf dessen Höhe wahrscheinlich die Tiefenbezeichnungen des Brunnenmachers sich beziehen, liegt + 108,0 bezw. + 108,5 Meter über NN.

In dem Einschnitt bei 25,8—26,0 Kilometer liegt Geschiebemergel unbekannter Stellung. Etwas tiefer bei 26,3 Kilometer erscheint plötzlich Sand an der Oberfläche. Nahe dabei, 26,4 Kilometer ist für ein Wärteretablissement ein Brunnen angelegt worden. Nach mündlicher Mittheilung des Baubeamten traf derselbe Sand über gelbem Lehm, über grauem Lehm. Mehrere vorliegende Proben aus 7—10 Meter Tiefe sind gelbbrauner Diluvialmergel, eine Probe aus 17 Meter Tiefe ist grauer geschichteter Thonmergel. Wir haben mithin hier das Profil:

ds
dm
dh
} in einer Gesammtmächtigkeit von 17 Meter.

Das Planum liegt dort + 108,2 Meter über NN., der Thonmergel reicht mithin bis 91,2 Meter über der See herab.

Die Eisenbahn tritt nun in jene ausgedehnte Sandregion ein, welche unter dem Namen »Tucheler Haide« allgemein bekannt ist. Bis zum Thaleinschnitt der Brahe finden sich ziemlich zahlreiche Aufschlüsse, welche durchweg sandig bezw. grandig sind. Es ist im wesentlichen Unterdiluvialsand, vielfach mit kleinen

Dünenbildungen bedeckt, die sich sowohl durch ihre Struktur, wie durch die an ihrer Basis mehrfach zu beobachtende humose Schicht hinreichend charakterisiren. Da der bisher allgemein angetroffene Unterdiluvialmergel auch an der Brahe vorhanden ist, so beweist der so durchaus sandige Charakter der Gegend keineswegs eine sandige Faciesausbildung des Unterdiluviums, sondern erklärt sich einfach durch den Umstand, dass wir uns dort immer im Niveau einer weit verbreiteten, aber durchaus nicht ungewöhnlich mächtigen Sandschicht bewegen, unter welcher der Diluvialmergel regelmässig fortstreicht.

Die einzelnen Aufschlüsse sind folgende: Bei 26,7—26,8 Kilometer sah ich 0,8 Meter Flugsand über 0,2 Meter Waldboden über 1,3 Meter geschichtetem Unterdiluvialsand; bei 26,9 Kilometer finden sich dünne Schichten von Grand eingelagert; letzterer wird weiterhin mächtiger, und lässt sich bis 27,7 Kilometer verfolgen; auch bei 27,9—28,0 Kilometer finden sich im typischen Diluvialsand noch dünne grandige Lagen, deren Schichten 10^0 nach W., d. h. conform dem Abhange des Brahethales, fallen und rostartig gefärbt sind. Rechts von 27,2 Kilometer wird für Eisenbahnzwecke in ausgedehnten, doch nicht sehr tiefen Gruben Grand gewonnen. Ich beobachtete dort, in der zunächst der Bahn gelegenen Grube:

0,6 Meter Sand (wohl Flugsand?),
0,2 » lehmigen feinen Grand,
0,5 » Sand,
0,8 » sehr reinen Grand.

Etwas weiter südlich, circa 100—150 Meter von der Bahn, sah ich:

1,5 Meter geschichteten, schwachlehmigen Sand,
1,0 » schwachlehmigen Sand mit Bänken von Thon und thonigem Feinsand, mit Salzsäure nicht brausend,
1,0—4,0 Meter reinen Grand, darunter Spathsand.

In dem Grand fand ich einige kleine, glatte, völlig unbestimmbare Conchylienstückchen. Ausserdem ist ein Stosszahnfragment des

Elephas primigenius vorgekommen, welcher an das Danziger Provinzialmuseum gelangt ist [1]).

Die Geschiebe des Grandes sind vorwiegend nordisch: krystallinische Silikatgesteine, rothe Sandsteine und silurische Kalke; von einheimischem Material finden sich senone Feuersteine, relativ reichliche Phosphatknollen der im tertiären Grünsand Westpreussens verbreiteten Art, sowie Bernstein. Von Letzterem fand ich allerdings nur ein kleines Stückchen, doch ist derselbe an zahlreichen Stellen in dünnen nicht weit zu verfolgenden Schichten derart angehäuft gefunden worden, dass diese als »Bernsteinadern« bezeichnet werden konnten. Indess scheinen nur kleine Stückchen vorgekommen zu sein. Solche Bernsteinadern lagen nach gefälliger Mittheilung des Herrn Bauführer Grossjohann bei 26,7, 27,9 und bei 27,6 Kilometer, hier 0,1 Meter mächtig und 3,5 Meter lang, unmittelbar über dem Grand, bedeckt von 0,1 Meter einer »kaolinartigen« Schicht; über letzterer lag wieder Sand. Auffallend ist in diesen Sanden die Armuth an Glaukonit; auch Holzsplitter, welche sonst den Bernstein zu begleiten pflegen, scheinen nicht gefunden zu sein. Die Aufschlüsse im Unterdiluvialsande rechts der Brahe bewegen sich zwischen 101 und 110 Meter über NN. und gehören einer mit gleichen Merkmalen weit verbreiteten Schicht an. Bernsteinadern charakterisiren dieselbe ganz besonders und sind an zahlreichen Stellen der »Tucheler Haide« seit langer Zeit bekannt und im primitiven, völlig unregelmässigen Abbau. Zaddach, welcher dieselben am eingehendsten schilderte [2]), führt als ehemalige Gewinnungsorte an: Schwornigatz am Karchin-See nördlich Konitz; Menczikat an der Brahe und dessen Umgegend nördlich bis Bruss, die Crojanten'schen Güter nördlich von Konitz, ferner am linken Ufer der Brahe Klonia und Rittel bis gegen Czersk hin, und die Wodziwodaer Forst. Auch dort wird der Sand als 20 Fuss mächtig, grob, »sehr bunt«, Feldspath führend, arm an Glaukonit, frei von Glimmer geschildert, und in ihm sollen die »Bernsteinnester«

---

[1]) Vergl. Conwentz, in Sitzungsber. d. Naturf. Gesellsch. zu Danzig, 1884. N. F. VI, 1, S. 192.

[2]) Schriften d. physikal.-ökonom. Ges. z. Königsberg, X, 1869, S. 11.

liegen. Die soeben geschilderten Aufschlüsse der Eisenbahn verknüpfen diese Bernsteinregion mit der schon von Runge [1]) beschriebenen bei Polnisch-Crone (jetzt Crone an der Brahe genannt) wo »sowohl nördlich die Monkowarskische Forst am rechten Braheufer, als die Grünfelder und Jagdschützer Forst am linken Ufer, Glinki, Jäschinnitz, Klocharaszewska, Wszisko und viele andere Orte bis herab nach Zolendowo« von Bernsteingräbern zeitweise ausgebeutet worden sind. Nach Zaddach ist dort der Sand relativ ärmer an Feldspath und ein wenig reicher an Glaukonit und Glimmer. Wir haben hier offenbar eine geschlossene, durch reichliches Vorkommen von Bernsteinnestern ausgezeichnete Region, welche einen circa 10—15 Kilometer breiten, 80 Kilometer langen Streifen zu beiden Seiten der Brahe bildet. In den nördlichen Theilen dieses Streifens giebt die Generalstabskarte Höhen von 120—145 Meter, in dem südlichen solche von 77—94 Meter an, während die Eisenbahn diese Sandetage bei 101—110 Meter Höhe schneidet. Man darf daher vermuthen, dass alle jene Bernsteinlager einer Hauptschicht angehören, welche sich von circa 130 Meter bis circa 85 Meter Meereshöhe nach Süden senken würde. Unter den zahlreichen durch Menge [2]), Zaddach (l. c.), Berendt [3]) und Jentzsch [4]) publicirten diluvialen Bernsteinlagern, welche Westpreussen links der Weichsel erfüllen, ist das an der Brahe das ausgedehnteste.

Noch nicht in der Literatur erwähnt ist das Bernsteinlager von Plochotschin im Schwetzer Kreise, welches Verfasser unter freundlicher Führung des Rittergutsbesitzers Herrn Conrad im Juli 1882 besuchte. Dort liegen, 8—10 Kilometer westlich der Stadt Neuenburg, circa 45 Kilometer östlich der Brahe der grosse und kleine Rad-See. Ihr auf der Generalstabskarte zu 78 Meter angegebener Wasserspiegel ist künstlich auf 76 Meter gesenkt

[1]) Zeitschrift für Berg-, Hütten- und Salinenwesen im preussischen Staat, XVI, 1869.

[2]) Geognost. Bemerkungen über die Danziger Umgegend. Neueste Schriften d. naturf. Ges. zu Danzig IV, 1850.

[3]) Geologische Karte der Provinz Preussen, Section XII, Danzig.

[4]) Desgleichen, Section XX, Dirschau.

worden. In dem dadurch trocken gelegten Seeboden, sowie in der Umgebung der sichtlich wiederholt gesenkten Seen ist an zahlreichen Stellen Bernstein gegraben worden. Der ehemalige Seegrund zeigt an mehreren Stellen Geschiebe oder Blöcke an der Oberfläche, die aber wohl in jungalluvialer Zeit durch Eis geschoben sein müssen, da ihre nächste Unterlage Sand mit allerhand Pflanzenresten, bis zu 1,2 Meter Tiefe ist. Darunter liegt ein sehr feiner, schwer durchlassender Sand, den ich bis 1,8 Meter mächtig fand; unter diesem wird in durchschnittlich 2 Meter Gesammttiefe der Bernstein gewonnen.

Wenngleich bei Plochotschin die bisher ausgebeuteten Lagerstätten sämmtlich oder doch theilweise alluvialem Seegrunde angehören, so entstammen sie doch unzweifelhaft den das Ufer jener Seen bildenden Diluvialschichten. Und da diese durchweg sandiger Natur sind, so dürften wir vielleicht auch hier einen Vertreter jener bei Crone in gleicher Meereshöhe angetroffenen bernsteinreichen Diluvialschicht vor uns haben. Es ist eine merkwürdige, gewiss beachtenswerthe Thatsache, dass der pommerisch-westpreussische Rücken links der Weichsel, bis hin nach Varzin reich an Bernstein ist, während rechts der Weichsel zwar, wie überall in der Provinz, einzelne Bernsteinstücke im Diluvium vorkommen, aber in weiter Erstreckung keine noch so unbedeutende Bernsteingräberei bekannt ist; denn das nächste derartige Vorkommen, Hartigswalde bei Ortelsburg, liegt bereits in Ostpreussen. Doch sei erwähnt, dass nach einer vor einigen Jahren durch Herrn HOYER erhaltenen Mittheilung, am rechten Gehänge des Weichselthales, bei Althausen südlich von Kulm, eine dünne Schicht bernsteinreichen Diluvialsandes auftreten soll. Auch an der neuerbauten Eisenbahn Kulm-Kornatowo fand sich an mehreren Stellen sehr reichlich Bernstein; es sind nach gefälliger Mittheilung des Regierungsbauführers Herrn HERGER Einschnitte in den Feldmarken Pniewitten, Kruschin, Kamlarken und Stollno, speciell bei 0,7, 2,6, 4,5 und 10,0 Kilometer. Der Bernstein lag dort durchweg im Diluvialmergel und war wegen starker Verwitterung werthlos. Alle diese Aufschlüsse fallen in das Niveau zwischen 81 und 100 Meter über NN.

Kehren wir zur Eisenbahn Konitz-Laskowitz zurück, so lässt sich der geschilderte Unterdiluvialsand bis zum Brahethal verfolgen. Dort erscheint unter der sandigen Oberkante ein lehmiges Gehänge, welches auf Diluvialmergel deutet und darunter (rechts der Brahe, dicht oberhalb der Eisenbahnbrücke) 5 Meter über dem Wasserspiegel, mithin circa 93 Meter über NN. tertiärer Sand.

Entsprechend ist am linken Thalgehänge nahe oberhalb der Brücke grober, an silurischen Kalken reicher Grand aufgeschlossen, und darunter ist Diluvialmergel über Tertiär erbohrt. Der Diluvialmergel ist nicht typisch, sondern sandig und reich an Tertiärmaterial, doch durch die unregelmässig eingestreuten Geschiebe gekennzeichnet. Darunter kommen aus Diluvium und Tertiär gemischte, vorwiegend sandige Massen, und unter diesen bei 81,5—84,8 Meter über NN., mithin bei 3,4—6,7 Meter unter dem Spiegel der Brahe bituminöse, sandige Tertiärletten, die indess durchweg beim Begiessen mit Salzsäure sehr schwach doch deutlich brausen, wohl infolge Infiltration aus Diluvialschichten. Circa 300 Meter oberhalb der Eisenbahn ragt am linken Thalgehänge Tertiär als Steilabsturz 10—12 Meter hoch über den Spiegel der Brahe; die Gliederung desselben soll weiter unten besprochen werden.

Das soeben geschilderte Diluvialprofil wird ergänzt durch das der Chaussee Tuchel-Schwetz, welches Verfasser 1876 feststellte. Genannte Chaussee beginnt in Tuchel 200 Meter nördlich der Bahnhofsaxe, schneidet die Bahn bei 26,4 Kilometer und die Brahe 1 Kilometer südlich der Eisenbahnbrücke. Dicht bei Tuchel, höher als die Bahn, beobachtete ich damals Diluvialmergel, 2 Meter mächtig, mit wenigen Geschieben, am Aufschlusspunkt ohne Blöcke. Da wo die Chaussee sich langsam zu senken beginnt, traf ich Sand, der bis zur Brahe anhielt, wo ich ihn auch am linken Ufer, südlich der Chaussee, in mehreren Metern Mächtigkeit, über typischem grauem Geschiebemergel sah. Am Anfang des Tucheler Waldes, also ziemlich genau da, wo heute die Chaussee von der Eisenbahn geschnitten wird, sah ich 1,5 Meter geschiebefreien Sand über 0,6 Meter grobem Grand mit bis fussgrossen Geschieben. Durch diese Beobachtungen tritt dem Eisenbahnprofile einerseits der

obere Diluvialmergel (bei Tuchel) hinzu, andererseits zeigt sich, dass der Unterdiluvialmergel auch an der Brahe selbst in typischer Ausbildung auftritt, und die Regelmässigkeit und weite Verbreitung der Gliederung nichts zu wünschen übrig lässt.

Jenseits der Brahe beginnt die Sandregion der eigentlichen »Tucheler Haide«, die übrigens in ihren Vegetationsverhältnissen keineswegs so traurig ist, wie wohl Viele meinen: Ausgedehnte Forsten reihen sich an einander; durchweg Kiefernbestände, welche stellenweise mit Eichen gemischt sind; betrübend ist nur der Anblick der unaufgeforsteten Sandflächen, deren kümmerliche Vegetationsdecke hier und da durch kahle Dünen-Hügel unterbrochen wird.

Die Eisenbahn durchschneidet bei 28,8—29,45 Kilometer in 101,5—109,8 Meter über NN. — also genau dem gleichen Niveau wie rechts der Brahe — typischen Spathsand mit spärlichen dünnen Grand-Einlagerungen und ebenso bei 29,8—30,05 Kilometer in 101,1—105,0 Meter über NN. oben gelblichen, unten reinen Diluvialsand, unter welchem im Graben etwa bei 29,8 Kilometer hellgrünlicher thoniger Feinsand auftaucht, der dem aus den Gruben bei 27,2 Kilometer, als über dem Grand liegend erwähnten, gleicht.

Der zwischen beiden Durchstichen liegende tiefe Einschnitt des dem Rudamühler Seenthal angehörigen Neumühler Sees wurde nicht untersucht.

Auf flachwelliger Sandplatte läuft die Bahn bis Polnisch-Cekzin, wo der Bahnhofsbrunnen, bei 36,7 Kilometer östlich des Polnisch-Cekziner Thales gelegen, einen Aufschluss lieferte. Unter oberflächlichem, vielleicht als Dünenbildung zu deutendem Sande traf derselbe mehrere Meter mächtigen Diluvialmergel, darunter trockenen Sand, darunter bei 12 Meter Tiefe Triebsand. Eine in dieser Tiefe vor meinen Augen mit dem Sackbohrer geschöpfte Probe ist entschieden diluvial und reingewaschen, etwas unter mittelkörnig, doch mit einem kleinen Silurgeschiebe. Feldspath ist nicht so reichlich, als in den zuletzt erwähnten Sanden, neben den wohl 85—90 pCt. ausmachenden Quarzen sind kleine schwarze Körnchen besonders häufig; Glaukonit konnte ich nicht finden.

Sichtlich haben wir hier einen Vertreter der oft erwähnten Unterdiluvialsande, welche sich hiernach wohl ununterbrochen von Tuchel bis Cekzin, mithin 10,3 Kilometer in westöstlicher Richtung erstrecken. Der Diluvialmergel ist zum Oberdiluvium zu stellen.

Auf sanftwelligem Plateau läuft nun die Eisenbahn weitere 20 Kilometer nach Osten, ohne irgendwie beträchtliche Einschnitte. Man sieht sandigen Boden, der wohl grösstentheils dem Oberdiluvium angehört; dicht südlich des Bahnhofes Lnianno (50,1 Kilometer) sieht man kleine Dünenbildungen und daselbst an der nördlichen Böschung, dicht westlich der Wasserstation: 0,5—0,6 Meter Sand, der an der Oberfläche humos ist, über 1,5 Meter entkalktem Geschiebemergel. Dieser Punkt liegt etwa bei 50,1 Kilometer und in 108,4 Meter Terrainhöhe, entspricht somit auch in der absoluten Höhe ganz genau dem oberen Diluvialmergel des Bahnhofes Polnisch-Cekzin.

4297 Meter lang ununterbrochen im Verhältniss 1 : 100, dann sofort weitere 759 Meter in 1 : 116,8 fallend, senkt sich die Bahn rasch von 100,0 Meter auf 49,5 Meter über NN., um das in 33,0 Meter Höhe fliessende Schwarzwasser auf stattlicher Brücke zu überschreiten. Leider waren bei Bereisung der Bahn die beträchtlichen Durchstiche dieses Streckentheils durchweg berast, so dass keine Beobachtung möglich war. Bei den behufs Fundirung der Brücke ausgeführten Versuchsbohrungen III—VII ward unter 3—5 Meter Schwarzwasseralluvium 10,5 Meter Tertiär in 19,9 bis 30,4 Meter Meereshöhe angetroffen. Die mir vorliegenden Proben bieten eine willkommene Ergänzung der bisher bekannten Tertiäraufschlüsse der Schwarzwassergegend. Verschiedene Sande und Letten der Braunkohlenformation, stellenweise Kohlen führend, übertreffen hier an Regelmässigkeit und Häufigkeit ihres Auftretens, abgesehen vom samländischen Strande, alle anderen ost- und westpreussischen Tertiärgebiete. In dem schmalen, reichlich 6 Kilometer langen, mit den Krümmungen etwa 12 Kilometer langen Thalstreifen von Bedlenken-Mühle bei Dulzig nordwärts bis zur Ziegelei bei Rowinitza, den allein ich bei flüchtigem Besuche 1881 begehen konnte, sah ich nicht weniger als 17 Tertiär-

aufschlüsse, zu denen noch jene im Fundamente des erwähnten Brückenpfeilers, so wie zwei bei Ziegelei Dulzig erbohrte hinzukommen; im Ganzen mithin 20 Aufschlüsse, die sämmtlich rechts des Schwarzwassers am Thalgehänge oder in kurzen seitlichen Wasserrissen desselben liegen. Unzweifelhaft birgt auch das linke Ufer zahlreiche solche Aufschlüsse, und einige derselben glaubte ich schon über das trennende Wasser hinüber als solche zu erkennen. Das Tertiär reicht hier stellenweise bis 53 Meter über NN., also 20 Meter über das Schwarzwasser empor. Da letzteres ziemlich tief eingeschnitten ist, so reichen selbst Brunnen in dem nahen Diluvialplateau nicht bis zum Tertiär herab. So durchsank ein, auf dem Hofe des Rittergutes Lubochin, nur 1000 Meter vom Schwarzwasser und dessen Tertiär entfernt, abgeteufter Brunnen bis 110 Fuss unter dem 92—93 Meter hohen Terrain, mithin bis etwa 58 Meter über NN., ausschliesslich Diluvium; ebenso ein etwa 1 Kilometer links des Schwarzwassers 2,7 Kilometer östlich des Tertiärs der Rowinitza'er Ziegelei auf der Unterförsterei Hasenwinkel angelegter 6,5 Meter tiefer Brunnen, der nach ganz ohngefährer Schätzung bis circa 78 Meter über NN. herabreichen dürfte, indem wir, ohne jenen Punkt selbst besucht zu haben, ihn mit Rücksicht auf die Terrainformation und einen nahe dabei verzeichneten trigonometrischen Fixpunkt von 91 Meter auf circa 85 Meter Terrainhöhe einschätzen.

Für die Gliederung des Diluviums am Schwarzwasser geben jene Brunnen werthvolle Anhaltspunkte. Der erstere wurde von Herrn Rittergutsbesitzer Plehn angelegt, welcher Mittheilungen über die Schichten, sowie 7 Erdproben aus 65—110 Fuss Tiefe 1870 der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft einsandte, in deren Sammlung dieselben, von Herrn Berendt bestimmt, aufbewahrt werden. Ein Stück der tiefsten Probe aus 110 Fuss erhielt Verfasser 1881 durch Herrn Plehn, dasselbe stimmt gut mit dem älteren überein. Die Probensuite beginnt leider erst bei 65 Fuss, da bis zu dieser Tiefe schon ein Brunnen vorhanden war, der nur vertieft wurde. Doch ist nach Angabe des Brunnenmeisters Hecht aus Konitz, der etwa 18 Jahre früher jenen Brunnen gebaut hat, von 10—65 Fuss dieselbe Erdschicht vorgefunden worden. Die aus letzterer Tiefe vorliegende Probe No. 1 ist: Gemeiner

Unterdiluvialmergel, die folgenden Proben sind, gleichfalls nach Berendt's früherer Bestimmung:

No. 2 aus 75 Fuss Tiefe: Diluvialer Glimmersand,
» 3 » 85 » » » »
» 4 » 90 » » » »
» 5 » 97 » » Spathsand,
» 6 » 100 » » Unterdiluvialmergel,
» 7 » 105—110 Fuss Tiefe: Geschiebefreier Thon.

Zu bemerken wäre noch, dass der Spathsand verhältnissmässig feinkörnig und nur wenig gröber ist als die tiefste Probe des Glimmersandes, so dass ein allmählicher Uebergang stattfindet. In genannter Tiefe wurde das Bohren aufgegeben, und das im »Spathsand« gefundene Wasser benutzt; der Brunnen ist noch jetzt wohl im Stande.

600—700 Meter südlicher ist bei der Brennerei Diluvialsand, bedeckt von Mergelsand in circa 70 Meter über NN. aufgeschlossen

8 Proben, welche ich aus dem auf Försterei Hasenwinkel 1881 angelegten Brunnen durch die Königl. Kreisbauinspektion zu Schwetz erhielt, scheinen einen Theil desselben Profils zu repräsentiren. Es sind:

No. 1 u. 2, aus 0,2 u. 0,4 Meter Tiefe: Verwitterungskrume,
» 3 » 4, » 1,5 » 2,8 » » Gelbbrauner Diluvialmergel; grösstentheils, doch nicht völlig entkalkt,
» 5 — 8, » 4-5-6-6,5 » » Gelblicher diluvialer Glimmersand, bezw. Mergelsand, ganz demjenigen von Lubochin gleichend.

Derselbe scheint mithin auf die Entfernung von $5^1/_2$ Kilometer gleichmässig verbreitet zu sein.

Dürfen wir danach, mit Vorbehalt, auch für die übrigen Diluvialschichten eine einigermaassen gleichförmige Lagerung erwarten, so haben wir ungefähr:

18 Meter	Diluvialmergel	etwa 71—89	Meter über NN.
8 »	Glimmersand (Mergelsand), übergehend in	» 63—71	» » »
2 »	Feinkörnigen Spathsand .	» 63—63	» » »
1—2 »	Diluvialmergel	» 60	» » »
2—3 »	Thonmergel	» 57	» » »

Auf der linken Seite des Schwarzwassers ersteigt die Bahn wieder das Plateau, zeigt aber nur an einer Stelle Aufschlüsse, nämlich an dem tiefen Einschnitt bei 66,0—66,6 Kilometer, wo unter einer allgemeinen Decke von durchschnittlich 1,5 Meter Sand überall thoniger, geschiebearmer, aber sonst normaler Diluvialmergel angetroffen wurde; derselbe ist grau, enthält u. A. als Geschiebe einzelne Phosphorite und erwies sich als sehr quellig, so dass er durchweg mit Steinen und Faschinen befestigt werden musste. Er ist bis 4 Meter mächtig aufgeschlossen, und reicht von 70,5—79,0 Meter über NN., entspricht mithin genau der obersten und mächtigsten Mergelbank des Lubochiner Brunnens.

Ohne nennenswerthe Aufschlüsse führt die Bahn bis Laskowitz (70 Kilometer), wo sie in die Bromberg-Dirschauer Linie mündet. Der dort zur Beschüttung des Planums verwandte, von Terespol stammende Diluvialgrand, fiel durch die relativ reichlichen Geschiebe von Phosphatknollen auf.

Es bleibt nun noch übrig, dass am Schwarzwasser und der Brahe durchschnittene Tertiär kurz zu beschreiben. Ueber ersteres gab die erste Notiz Herr G. Berendt [1]) mit folgenden Worten:

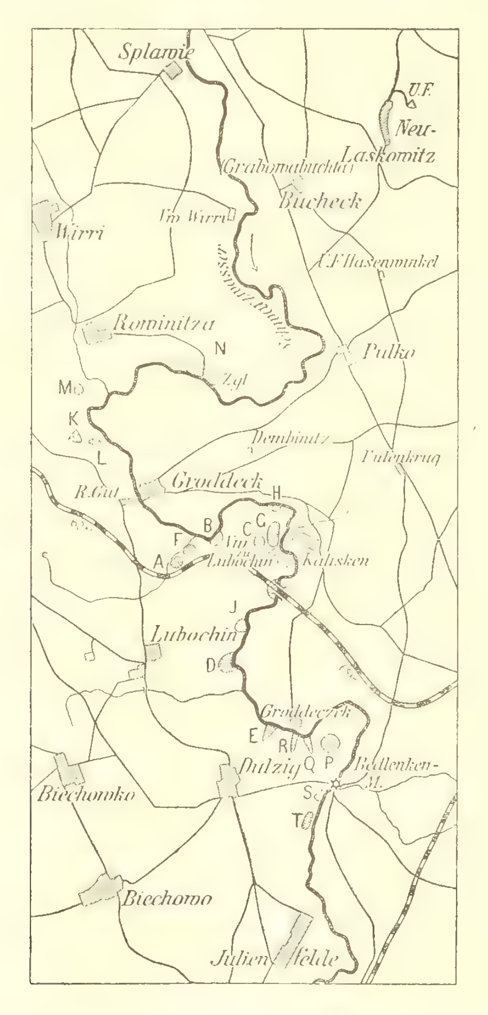
»Bei Dulzig, 1½ Meile von Schwetz an der Weichsel, hat das Schwarzwasser auf seinem rechten Ufer über eine Viertelmeile lang, ununterbrochen Sande mit eingelagerten Letten- und Kohlenflötzen des Tertiärs entblösst. Von letzteren baut Herr Rittergutsbesitzer Pietzker ein circa 4 Fuss mächtiges Flötz mit Formsand im Hangenden und Liegenden periodisch für den Bedarf seiner Ziegelei. Ein weiter unterhalb bei der Bedlenko-Mühle ausgehendes Flötz von 9 Fuss Mächtigkeit mit einliegendem, 2 Fuss starkem Lettenmittel und mit Letten zum Hangenden und Liegenden hat der betreffende Besitzer schon mehrfach zu bauen versucht, doch scheiterten die Bemühungen bisher an den schlechten Abfuhrwegen und mangelnder Betheiligungslust der Nachbaren. — Bei Groddeck, Bowienica (wohl Druckfehler für Rowienica = Rowinitza?) und

---

[1]) Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg, VIII, 1867, S. 81.

Splawie, weitere anderthalb Meilen aufwärts des Schwarzwassers, ist Braunkohle ebenfalls bereits früher erbohrt.«

Die erwähnten Abbauversuche sind längst aufgegeben. Ihre Lage, wie die späterer Bohrungen und der vom Verfasser beobachteten natürlichen Aufschlüsse ist aus beistehendem Uebersichtskärtchen zu ersehen. Dem Letzteren liegt die Generalstabskarte



in 1 : 100 000, sowie in seiner südlichen Hälfte das von der Königl. Landesaufnahme, als »Versuch einer Höhenschichtenkarte«, heraus-

gegebene Blatt Culm zu Grunde. Die von Herrn BERENDT erwähnten Punkte, an denen Braunkohle erbohrt sein soll, konnten nicht eingetragen werden, da ihre Lage nicht genauer bekannt ist.

Die besten Entblössungen beobachtete Verfasser 1881 in einem die Grenze der Güter Lubochin und Groddeck bildenden Wasserriss, welcher bei 61,6 Kilometer die Eisenbahn schneidet. Etwas nördlich der Letzteren liegt an der rechten Seite des Wässerchens ein circa 30 Meter langer Absturz (A der Karte), welcher mit Nachhilfe des Handbohrers, folgendes Profil ergab:

0,8	Meter	Abrutsch und Diluvium, vorwiegend sandig,
4,1	»	relativ grober, daher ziemlich loser Formsand[1]); weiss, mit einzelnen gelben, durch Wassercirculation entstandenen Farbenstreifen,
0,2	»	brauner Letten,
0,5	»	erdige Braunkohle mit bituminösem Holz,
2,3	»	Formsand; oben chokoladenfarben, unten weisslich,

Summa 0,8 + 7,1 Meter.

Die Unterkante dieses Profils liegt 0,5 Meter unter dem Bach, mithin etwa 46 Meter über NN., die Oberkante des Tertiärs demnach circa 53 Meter über NN.

Etwa 18 Meter oberhalb steht am linken Ufer des Baches 1,2 Meter, bei 2,5 Meter Gesammttiefe (d. h. bis 0,8 Meter unter dem Wasserspiegel) nicht durchbohrter Letten an, der im frischen Zustande schwarz ist, getrocknet aber dem oben erwähnten braunen Letten, bis auf eine leichte Farbennuance ins Graue, gleicht, daher möglicherweise nur ein durch diluviale oder alluviale Rutschungen oder Schiebungen dislocirtes Bruchstück derselben Schicht darstellen könnte, vermuthlich aber auch einer tieferen

[1]) Es ist die von PLETTNER, Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., IV, 1852, S. 434 bis 451, mitgetheilte Nomenclatur befolgt.

Schicht angehört, da auch am entgegengesetzten Ende des Profils A gleicher Letten nahe über dem Wasser ansteht.

50—60 Meter nördlich von A, gleichfalls auf der rechten Seite des Grenzbaches, liegt ein 15 Meter langer Absturz F, der durch Nachgrabungen aufgefrischt und klar gestellt wurde. Dort zeigte sich:

0,8 Meter	kalkfreier feldspathführender, daher diluvialer Sand,	
1,1 »	thoniger Letten, braun, unten dunkler; getrocknet hellgrau bezw. hellbraun; mit einzelnen kalkigen Ausscheidungen, von denen es fraglich bleibt, ob sie ursprünglich dem Letten eigen oder infiltrirt sind?	
0,2 »	Braunkohle, mit 0,03 feinsandigem Zwischenmittel,	0,35 Meter,
0,1 »	feiner Kohlensand, gelblich,	
0,05 »	Braunkohle,	
2,4 »	Formsand; oben und unten lettenähnlich bindig, in der Mitte gröber, Kohlensand ähnlich; hell und dunkel fein geschichtet; chokoladenbraun und weiss marmorirt, mit einzelnen Holzstücken,	
0,2 »	Glimmersand mit dünnen Kohlenlagen,	3,4 Meter,
2,1 »	Glimmersand, durch zahlreich beigemengte Kohlenkörnchen dunkelgrau gefärbt,	
0,4 »	Glimmersand mit dünnen Kohlenlagen,	
0,7 »	Glimmersand mit Kohlenkörnchen,	

Summa 0,8 + 7,2 Meter.

Dies Tertiärprofil reicht etwa von 43 Meter bis 50 Meter über NN., die Schichten fallen an der Wand des Aufschlusses ungefähr 3⁰ nach N., d. h. etwa 1 : 20.

Bei der Combination mit dem theilweise sichtlich gleiche Schichten entblössenden Profil A ergiebt sich annähernde Horizontalität. Da die Schätzungen der absoluten Höhen nur approximativ sind, so folgt, dass jedenfalls in der Richtung S. — N. nur sehr schwache Neigung vorhanden ist, dass also die Schichten entweder im Grossen ziemlich horizontal liegen, oder dass sie etwa N. — S. streichen.

Bei B rechts des Schwarzwassers gegenüber einer Wiese, zeigt sich indess ein Profil, dessen Schichten etwa 10—15° nach NO., parallel der Richtung des Schwarzwassers fallen. Man sieht dort:

1,0 Meter weisslichen, groben Formsand, beziehungsweise Glimmersand,
1,5 » braunen Letten, ganz dem des Profils A gleichend,
0,5 » Braunkohle,
0,4 » braunen Formsand, auffallend reich an Glimmer, doch sonst typisch.

Trotz der lokal beobachteten Neigungen geht also das gleiche Schichtensystem von A über F bis B. Bei C, etwa 49 Meter über NN., nordwestlich des Vorwerkes zu Lubochin, tritt in der Thalstufe hellgrauer, kalkfreier Thon zu Tage, den ich durch Graben und Bohren bei 2,5 Meter nicht durchsank.

Oestlich dieser Stelle, gegenüber Kalisken, sieht man circa 3—4 Meter über dem Schwarzwasser, mithin circa 37 Meter über NN., gleichfalls kalkfreien Thon von gelblicher Farbe. Nördlich dieser Stelle im Felde, circa 45 Meter über NN. ergab ein Bohrloch G:

1,0 Meter hellgrauen Thon,
0,1 » schwarzen, kohlenähnlichen Letten,
1,1 » hellgrauen Thon.

30 Meter östlich G, am sanften Abhang abwärts, traf ein anderes Bohrloch 2 Meter gleichen Thon mit 2 Kohlenflötzchen von 0,1—0,2 Meter Mächtigkeit.

Nördlich von G, bei H, sieht man wenige Meter tiefer am Steilgehänge

0,3 Meter sandig-thonigen Abrutsch,
0,03 » hellgrauen Thon,
0,8 » feinen Sand, dessen Stellung wegen mangelnder Reinheit der Probe, offen gelassen werden mag.

Die ganze Thalstufe wird also bedeckt von hellgrauem, kalkfreiem Thon, der mehrere dünne Kohlenflötzchen umschliesst, und im Hangenden der bei A, B und F aufgeschlossenen Formsandgruppe lagert.

Den nächsten Aufschlusspunkt bilden die Bohrungen an der Eisenbahnbrücke. In der Bahnaxe liegen rechts des Schwarzwassers Bohrloch III um 4,0 Meter; IV um 12,5 Meter und VII um 19,85 Meter vom Flussrande entfernt; V und VI liegen je 7,5 Meter seitlich von IV, und zwar V auf der Südseite, VI auf der Nordseite der Bahn.

Durch die Herren Baubeamten erhielt Verfasser Höhenangaben, sämmtliche Bohrregister und 21 Schichtenproben, von denen 17 dem Tertiär angehören. In der folgenden Bohrtabelle sind durch » « die von den Technikern gewählten Bezeichnungen hervorgehoben.

Schwarzwasserbrücke.

Bohrloch III.

No.	Ordinate Meter			Mächtigkeit Meter
1	33,4—32,4	»Mutterboden u. mooriger Schluff«	Schwach humoser, schwach lehmiger, feiner Sand. Schwarzwasseralluvium.	3,5
2	32,4—29,9	»Mutterboden u. mooriger Schluff«		
3	29,9—28,4	»Kies und Steine.« Schwach humoser sandiger Grand mit Braunkohlenholz und einer Fischschuppe. Schwarzwasseralluvium.		1,5
4	28,4—25,14	»Thon, Sand und Schluff.« Die vorliegende Probe ist wenig feiner und bindiger als VII, 4 und entspricht mit Rücksicht darauf, wie Bezeichnung und Mächtigkeit = VII, 2—4.		3,26
5	82,14—23,2	»Thon.« Zwei Proben aus 25,14—23,4 beziehungsweise 23,4—23,2 Meter Ordinate sind graubrauner thoniger Letten, entsprechend VII, 5, doch relativ etwas weniger fett und nicht in so dunkelen Stücken vorliegend.		1,96

Bohrloch IV.

No.	Ordinate Meter		Mächtigkeit Meter
1	33,0—29,0	»Mutterboden mit moorigem Schluff.«	
2	29,0—26,7	»Feiner Sand, unrein.« Dunkelbrauner Kohlensand, durch allerlei Nachfall mässig verunreinigt.	
3			
4	26,7—25,54	»Thon, braunkohlenhaltig.« Durch Kohlenstaub chokoladenbraun gefärbter feinsandiger Letten von der Struktur des Formsandes, daher als lettenähnlicher Formsand zu bezeichnen.	

No.	Ordinate Meter		Mächtigkeit Meter
5	25,54—24,0	»Sand mit Thon.« Hellgraubrauner, schwachbindiger Glimmersand, sehr feinkörnig.	
6	24,0—22,5	Dunkelbrauner, stark bituminöser thoniger Letten; bei Glühhitze giebt derselbe russende, lange Flamme, die aber schnell erlischt, nach weiterem Erhitzen glüht das Stück fort, bedarf jedoch immer neuer Wärmezufuhr. Es bleibt grauer Letten beziehungsweise Thon zurück.	1,5
7	22,5—22,0	Weisser feiner Quarzsand mit relativ reichlichen Glimmerblättchen = Glimmersand. Kein Glaukonit, dagegen sehr kleine schwarze zerreibliche Körnchen mit schwarzem Strich.	0,6

Bohrloch V.

No.	Ordinate Meter		Mächtigkeit Meter
1	33,1—30,1	»Mutterboden und mooriger Schluff.«	3,0
2	30,1—28,6	»Kies.« Vermuthlich III, 3 entsprechend.	1,5
3	28,6—27,2	»Thon braunkohlenhaltig.« Die Probe aus 28,6—23,6 ist fetter Thon, hellbraun, mit kohlenähnlichen Streifen, entspricht genau VII, 5 und dürfte mithin einer Schicht unmittelbar über Ordinate 23,6 entstammen, die vom oberen Letten durch etwas Sand = VII, 4 getrennt ist.	5,0
4	27,2—23,6	»Sand mit Thon.«	
5	23,6—21,1	»Feiner Sand.« Grauer feiner bis sehr feiner Sand, mit spärlichen Glimmerblättchen, wohl sicher VII, 6 entsprechend, und als etwas verunreinigte Probe anzusehen.	

Bohrloch VI.

No.	Ordinate Meter		Mächtigkeit Meter
1	33,2—30,2	»Mutterboden und mooriger Schluff.«	3,0
2	30,2—25,7	»Feiner Sand.« Graubrauner Glimmersand, wie VII, 4.	4,5
3	25,7—24,0	Brauner Thon, sichtlich entsprechend IV, 6 bezw. VI, 5.	1,7

Bohrloch VII.

No.	Ordinate Meter		Mächtigkeit Meter
1	33,4—30,4	»Mutterboden und mooriger Schluff.«	3,0
2	30,4—26,85	»Feiner Sand unrein.« Die Probe No. 2 ist unreines Tertiär, nämlich ein durch Kohlenstaub braun gefärbter Glimmersand.	3,55
3	26,85—25,7	»Thon braunkohlenhaltig.« Im Aussehen einer schlechten Braunkohle ähnlich; giebt schon bei mässigem Erhitzen schwachen bituminösen Geruch, kommt aber erst in der Löthrohrflamme zum Glühen ohne Flamme, wenige Sekunden selbständig fortglimmend. Rückstand graulichweisser sandiger Letten. Stark bituminöser lettenähnlicher Formsand.	1,15
4	25,7—25,2	»Sand mit Thon.« Durch Kohlenstaub braun gefärbter Glimmersand, wie No. 2.	0,5
5	25,2—23,4	»Fetter Thon.« Einzelne Stücke hellbraun mit grauen Streifen, andere braunkohlenähnlich, sich beim Glühen wie IV, 6 verhaltend.	1,8
6	23,4—19,9	Glimmersand, ganz wie IV, 7, doch feiner staubähnlicher, circa 0,1 Millimeter Korndurchmesser.	

Hiernach ergiebt sich als gemeinsames Profil der Bohrungen III—VII am Schwarzwasserviadukt:

Ordinaten					Mächtigkeit					Bestimmung	
III.	IV.	V.	VI.	VII.	III.	IV.	V.	VI.	VII.		
33,4—29,9	33,0—29,0	33,1—30,1	33,2—30,2	33,4—30,4	3,5	4,0	3,0	3,0	3,0	Schwach humoser, schwachlehmiger feiner Sand.	Alluviale Anschwemmungen des Schwarzwassers 3–5 Meter.
29,9—28,4	—	30,1—28,6	—	—	1,5	—	1,5	—	—	Schwach humoser, sandiger Grand, mit Braunkohlenholz; Fischschuppe.	
	29,0—26,7			30,4—26,85		2,3			3,55	e) Durch Kohlenstaub braungefärbter Glimmersand 3,5 Meter.	3,3—5,2 Meter. (e–c); Summa 10,5 Meter Tertiär. (e–a)
28,4—25,14	26,7—25,54	28,6-23,6	30,2—25,7	26,85—25,7	3,26	1,16	5,0	4,5	1,15	d) Lettenähnlicher Formsand, chokoladenfarben bis dunkelbraun circa 1 Meter.	
	25,54—24,0			25,7—25,2		1,54			0,5	c) Durch Kohlenstaub braungefärbter Glimmersand circa 1 Meter.	
25,14—23,2	24,0—22,5		25,7—24,0	25,2—23,4	1,94	1,5		1,7	1,8	b) Bituminöser, z. Th. sehr thoniger Letten circa 1,8 Meter.	
—	22,5—22,0	23,6—21,1	—	23,4—19,9	—	0,5	2,5	—	3,5	a) Weisslicher Glimmersand, mindestens 3,5 Meter.	

Die Schichtengrenzen sind offenbar vom Bohrmeister nicht ganz gleichmässig scharf gezogen, insbesondere liegen sie anscheinend bei IV alle etwas zu tief, vielleicht in Folge eines Irrthums? Am schärfsten scheint die Grenze a/b, nächstdem b/c gemessen zu sein.

Erstere fällt von VII—IV um 0,9 Meter, letztere von VII bis IV um 1,2 Meter, von VII—III um 0,6 Meter; mithin ist in der Richtung VII—III kein die Fehlergrenzen überschreitendes Fallen zu beobachten. Ebenso wenig tritt im Profil V—IV—VI ein deutliches Fallen hervor. Die Schichten liegen daher sehr schwach geneigt ohne erkennbare Fallrichtung.

Mit Rücksicht auf diese geringe Steigung liegt das erbohrte Profil unzweifelhaft im Liegenden des bei C getroffenen hellen Thones. Fraglich ist es, ob die Schichten c, d, e theilweise den Formsanden und Glimmersanden des Profils F entsprechen. In diesem Falle würde der bei Punkt A erwähnte tiefliegende braune Letten der Schicht b der Brückenbohrungen entsprechen, und alle Schichten um 21 Meter auf $1\frac{1}{2}$ Kilometer, also 1 : 70 von NW. nach SO. einfallen. Da aber die Parallelisirung jener Formsande keineswegs bewiesen ist, so ergiebt sich in Summa für die Punkte A, B, C, G, H und die Brückenbohrungen folgendes Tertiärprofil von mindestens 20 Meter Gesammtmächtigkeit:

Mindestens 3—4 Meter hellgrauer, kalkfreier Thon mit 2 (bis 3?) Kohlenflötzchen von je 0,1—0,2 Meter Mächtigkeit,
? (Lücke)
» 4,1 » grober ziemlich loser, weisslicher Formsand,
» 0,2—1,5 » brauner Letten,
» 0,3—0,5 » Kohle, bei F mit feinsandigen Zwischenmitteln,
» 2,4 » Formsand,
» 3,4 » Glimmersand mit Kohlenkörnchen und mehreren dünnen Kohlenflötzchen,
? (Lücke)
» 1,8 » bituminöser thoniger Letten,
» 3,5 » weisslicher Glimmersand.

Südlich der Eisenbahn sind die Aufschlüsse tertiärer Schichten am Schwarzwasser zwar noch so zahlreich, dass ein continuirliches Fortstreichen derselben bis jenseits Bedlenken-Mühle unzweifelhaft ist, aber es fehlen grössere Einzelprofile.

Bei I beobachtete ich sowohl ober- als unterhalb des dortigen einzelnen Hauses (der früheren Zieglerwohnung) helle Thone und dazwischen 0,1 Meter Kohle bei circa 3 Meter über dem Schwarzwasser; da aber dort durch eine frühere Thongrube alles umgewälzt worden ist, so lässt sich diese Beobachtung nicht weiter verwerthen.

Bei D dicht nördlich einer kleinen Schlucht hat früher Braunkohle zu Tage gestanden, und ist fast im Niveau des Schwarzwassers ein jetzt verschütteter Stollen getrieben worden.

Nahe südlich derselben Schlucht sehen feine Tertiärsande aus den Abrutschmassen hervor. Alle diese Punkte gehören zu Lubochin, die folgenden zu Dulzig.

Bei E hat in einem kleinen Wasserriss Herr Plehn früher 0,5 Meter Braunkohle durch Tagebau gewonnen. Ueber der Kohle liegt 1,5 — 2,0 Meter glimmerarmer Glimmersand, z. Th. durch Kohlentheilchen dunkel gefärbt; eine 1879 durch Herrn Plehn eingesandte Probe aus dem Liegenden der Braunkohle ist gleicher Glimmersand.

Bei R, genau südlich Groddeczek, sieht man Tertiärsandschichten mit circa 20^0 zum benachbarten Schwarzwasser, mithin nach N. fallen, bedeckt von horizontalen Diluvialschichten. Auch weiterhin, bei Q ist nochmals Tertiär aufgeschlossen.

Auf der benachbarten, circa 40—45 Meter über NN. gelegenen Thalstufe, welche die Dulziger Ziegelei trägt, liess Herr Plehn 5 Bohrungen ausführen, deren Proben er 1876 dem Verfasser freundlichst übersandte. Leider lässt sich die gegenseitige Lage der Bohrpunkte nicht mehr ermitteln.

Die Bohrlöcher I und II trafen bis 22 resp. 31 Fuss Tiefe nur diluviale Schichten; die übrigen erreichten Tertiär, und zwar No. III zwischen 14 und 15 Fuss, No. IV zwischen 19 und 28 Fuss, No. V zwischen 30 und 38 Fuss Tiefe. Das Deckgebirge besteht im Wesentlichen aus diluvialem Glimmersand (Mergelsand) mit einer Bank von Thonmergel, die wohl sicher der tiefsten Schicht

des Lubochiner Brunnens entsprechen dürfte; tertiäres, zur Diluvialzeit verschlepptes Material bildet stellenweise Zwischenlager. Die Oberfläche des Tertiärs ist hier zu 35—40 Meter anzunehmen. Aus Bohrloch III liegen zehn, aus IV zwei, aus V drei Tertiärproben vor, welche von 15—46 Fuss, resp. 28—36 Fuss, resp. 38—53 Fuss Tiefe reichen. Aus ihrer Combination ergiebt sich folgendes Profil:

24 Fuss	(7,5 Meter)	Glimmersand; bei 20 Fuss Gesammttiefe (5 Fuss unter der Tertiäroberfläche) stark mit Kohlenstaub vermengt und von Formsand ähnlicher Feinheit.
$2^1/_2$ Fuss	(0,8 Meter)	Braunkohle.
7 »	(2 »)	Feiner Formsand-ähnlicher Glimmersand von gelblicher Farbe.
Sa. $33^1/_2$ Fuss	(10,3 Meter).	

Es ist nicht unwahrscheinlich, dass das erbohrte Kohlenflötz mit dem des Punktes E identisch ist.

Ueber den alten Bergbau bei Bedlenken-Mühle ist nichts Neues bekannt geworden. Das verschüttete Stollenmundloch S liegt an der rechten Seite des Schwarzwassers, dicht südlich des chaussirten Weges nach Dulzig; auf der kleinen Halde sieht man Braunkohlen und Letten.

Weiter südlich ist am rechten Gehänge noch mehrfach Tertiärsand zu sehen. Es ist feiner, oberflächlich weisser, in geringer Tiefe brauner Glimmersand.

Auch an den zunächst benachbarten Theilen des Weichselthales ist Braunkohlenformation, bei Schwetz, Grutschno und anderen Orten aufgeschlossen, deren Betrachtung indess für später vorbehalten bleibt.

Wenden wir uns von unserem ursprünglichen Ausgangspunkte A nordwärts, so treffen wir Tertiär in dem etwa 700 Meter oberhalb Groddeck mündenden Wasserriss; dort sehen wir bei K am nördlichen Gehänge:

Geschiebemergel über reinem Diluvialsand; darunter lehmige Abrutschmassen;

dann im Tertiär:

2,0	Meter	Glimmersand mit zahlreichen, ganz dünnen, scharf begrenzten Kohlenlagen wechselnd.
2,0—2,5	»	Glimmmersand mit weisslichen und bräunlich gefärbten Sandschichten wechselnd.
0,8	»	(Unmittelbar über der Sohle des Wasserrisses) Formsand.

Weiter unterhalb in derselben Parowe steht rechts 3 Meter braungefärbter Glimmersand an.

Bei M, an dem Joch zwischen dem Schwarzwasser und der von Rowinitza herabkommenden Parowe, sieht man hoch oben eine 1 Meter lange und ebenso hohe Klippe weissen Glimmersandes neben Geschiebemergel und Diluvialgrand.

Geht man von Rowinitza ostwärts zur Ziegelei, so senkt sich, circa 200 Meter vor der Ziegelei, der Weg als Hohlweg nach Süd. Dort tritt nur wenig unter der Plateauhöhe, bei N unter Geschiebe und Blöcke führendem Diluvialmergel a gelblicher, kalkfreier Letten b hervor, der 0,8 Meter mächtig auf 10 Meter Wegelänge direkt zu sehen ist, mit Rücksicht auf das auf 20^0 geschätzte, nordwärts gerichtete Fallen der Schichten aber 2—3 Meter mächtig sein muss. Dann tritt unter ihm 0,3 Meter schwärzlicher, getrocknet brauner, thonähnlicher Letten c hervor, darunter 0,4 Meter hellbrauner Letten d, darunter ein äusserst complicirter Schichtenwechsel e ebensolchen Lettens mit 0,3—0,03 Meter dicken Lagen feinkörnigen Glimmersandes. Dies System lässt sich bis 25 Meter vom Anfang des Tertiäraufschlusses verfolgen, ist dort 1,3 Meter tief angeschnitten, und hat bis dahin eine berechnete Mächtigkeit von etwa 3—4 Meter. Ein im liegendsten Theile dieses Profiles angesetztes Handbohrloch traf 2 Meter Formsand mit lettenartigen Lagen.

Nun biegen sich die Schichten sanft nach S., und 4 Meter weiter endet der somit etwa 30 Meter lange Tertiäraufschluss. Einige Schritte weiter abwärts ist Diluvialsand zu sehen.

Wesentlich tiefer, in der Grube der Ziegelei, ist nochmals Tertiär aufgeschlossen. Man sieht (etwa 100 Meter vom Schwarzwasser entfernt):

0,2	Meter	schwarzen bituminösen Thon,
0,4	»	hellgrauen Thon,
0,2	»	schwarzen bituminösen Thon,
0,8	»	hellgrauen Thon.
Summa 1,6	Meter.	

In tieferem Niveau sieht man auf der Halde der Ziegelei Spuren von weissem Kohlensand zwischen dem Thon, welcher dort sehr reichlich mit Salzausblühungen bedeckt ist, daher als Alaunerde zu bezeichnen ist.

Da in dem Tertiär der Schwarzwassergegend keine anderen organischen Reste gefunden werden als Hölzer, welche sich, so weit Verfasser sie untersuchte, durchweg als Coniferen erweisen, so bleibt das geologische Alter vorläufig unbestimmt. Nicht unwahrscheinlich ist es, dass der, als oberste Schicht bezeichnete, hellgraue Thon (bei C) dem Posener Septarienthon entspricht. Obwohl die aufgezählten Profile noch nicht durchweg sich zu einem Gesammtbilde vereinen liessen, hielt Verfasser dennoch ihre Publikation für wünschenswerth, um einerseits die Aufmerksamkeit auf ein bisher zu wenig beachtetes, grosses Tertiärgebiet zu lenken, andererseits Materialien zu einer späteren, umfassenden Darstellung der westpreussischen Braunkohlenformation zu liefern, für welche unter Umständen selbst die bescheidenen, hier beschriebenen Profile wichtige Anhalts- und Verknüpfungspunkte liefern können.

Das Tertiär an der oberen Brahe bei Tuchel ist zuerst durch Herrn VON DECHEN auf der geologischen Karte von Deutschland (Berlin 1869) verzeichnet. Später giebt derselbe [1]) an, dass an der Brahe im Kreise Konitz Kohlen bei Liskowo und Tuchel bekannt seien.

1878 beobachtete Herr HOYER am linken Ufer der Brahe »1000—1200 Schritt nördlich Rudabrück« ein Profil, dessen Be-

[1]) Die nutzbaren Mineralien des deutschen Reiches, Berlin 1873, S. 498.

schreibung nebst 8 Schichtenproben er mir freundlichst übergab. 1883 sah ich unter Führung des Herrn Grossjohann ein ganz ähnliches, (ob dasselbe?) Profil circa 300 Meter oberhalb der Eisenbahnbrücke, dicht am linken Ufer der Brahe.

Dort hat der Königl. Oberförster wenige Fuss unter und über dem Brahespiegel ein mindestens 1,5 Meter, anscheinend noch mehr mächtiges Flötz guter, holzreicher Kohle versuchsweise abgebaut, derart, dass die Kohle per Kahn auf der Brahe fortgeschafft wurde.

Ueber der Kohle beobachtete Verfasser von unten nach oben:

b) 0,5 Meter sehr kohlenreichen Glimmersand mit Holzsplittern; feucht bituminösem Letten oder Braunkohle ähnelnd,
c) 1,5 » kohlenreichen Abrutsch,
0,3 » mit alluvialem Raseneisen durchsetzte Kohle,
d) 1,8 » groben Formsand,
e) 0,6 » Desgl. mit kohlenreichen Lagen, deren unterste durch reichliche Ausblühungen den Charakter einer Alaunerde annimmt.
f) 1,0 » Formsand,
1,0 » Abrutsch,
g) 0,5 » weisslichen Formsand,
h) 0,1 » erdige Kohle,
i) 3,2 » weisslichen Glimmersand mit drei dünnen Kohlenlagen von je 0,03—0,1 Meter Mächtigkeit.

Alle Schichten fallen circa 45° nach NO.; die Oberfläche des Tertiärs ist zu 100 Meter über NN. anzunehmen.

Das von Herrn Hoyer beobachtete Profil entspricht deutlich derselben Schichtengruppe. Zum Glück ergänzen sich beide Beobachtungen gegenseitig; und man sieht, dass unser »Abrutsch« C einen braunen Formsand verhüllt, sowie, dass unter dem angeblich, (wohl einschliesslich unserer Schicht b?), 10—12 Fuss mächtigen Hauptkohlenflötz, mittelkörniger Kohlensand lagert. Die Probe des letzteren zeigt weder Glaukonit, noch Glimmer,

noch Kohlenkörnchen, sondern nur Quarze. Diese sind meist wasserklar, einzelne milchweiss oder rauchgrau, durchweg mit gelblichen oder bräunlichen Häutchen überzogen. Die Mehrzahl der Körner hat 0,3—1,0 Millimeter Durchmesser, doch gehen einzelne Körner bis zu 3 Millimeter Grösse.

Aehnliche Tertiäraufschlüsse sollen an der Brahe aufwärts bis zur Mühle Hosianna gehen, was in Verbindung mit Herrn v. Dechen's Angabe »Liskowo« eine Gesammterstreckung von etwa 1 Meile für das Tertiär an der oberen Brahe ergeben würde. Jedenfalls ist das hier anstehende Hauptflötz in praktischer Hinsicht eines der Beachtenswerthesten in Westpreussen, und verdient jetzt, wo die Gegend durch Eisenbahn erschlossen ist, eingehendere Beachtung!

Ueber die Lagerung, petrographische Beschaffenheit und Gewinnung des Unteren Diluvialmergels in Hannover.

Von Herrn **E. Laufer** in Berlin.

Hinsichtlich der Lagerung des Unteren Geschiebemergels habe ich meinem Berichte vom vorigen Herbste nur wenig hinzuzufügen.

Häufig fand ich den Mergel als schwache Erhebung in den Wiesen oder am Wiesenrande, in rinnenförmigen Einsenkungen, welche zum Hauptthale herunterführten, auch in muldenförmigen Vertiefungen auf der Hochfläche. Solche schräge Plateauränder, wie wir dieselben in der Mark Brandenburg zu beobachten gewöhnt sind, werden hier nur selten gefunden, indem die Flussläufe weniger tief eingeschnitten haben.

Interessant ist die Lagerung des Mergels von Jesteburg. Derselbe ist parallel zum Sevethal (wie der Glindower Thon parallel zum alten Havellaufe) gefaltet und drei der durch die Faltung entstandenen Sättel sind durch den Eisenbahnbau fast senkrecht durchschnitten worden. Westlich vom Bahnhofe Marxen tritt ein Unterer, weniger werthvoller Mergel in auffälliger Höhe zu Tage und ist in einigen Gruben aufgeschlossen.

Von dem eigentlichen Rande des Sevethales ist dieses Vorkommen weit entfernt und doch muss es auf diesen bezogen werden.

Als allgemeine petrographische Beschaffenheit des Geschiebemergels lässt sich eine Zunahme des Kalk- und Thongehaltes nach

der Tiefe zu hinstellen; damit im Zusammenhange stehend kann in den meisten Gruben auch nach der Tiefe eine rasche Abnahme der Geschiebe bemerkt werden; sie werden kleiner und seltener.

Es erscheint mir dieses Verhalten des Unteren Mergels, nach der Tiefe in den Thonmergel überzugehen, nicht ganz im Einklange mit der Inlandeistheorie zu stehen, vielmehr in diesem Falle für eine schwimmende Eisdecke mit Grundmoräne zu sprechen [1]).

Betreffs der Geschiebe des Unteren Mergels muss auf die ganz besonders schwache Betheiligung von Kalkstein- und Dalasandsteingeschieben aufmerksam gemacht werden. Gesteine der Grünsteingruppe werden dagegen weit häufiger, als in der Mark gefunden. Dass in der Umgegend von Zeven Saltholmskalk in zahlreichen Geschieben im Unteren Mergel gefunden werden kann, ist bereits oben erwähnt worden, wie auch der Reichthum der Mergelgruben nahe Wohlsdorf an Kalksteinen mitgetheilt wurde.

Von grossem Interesse ist das geradezu häufige Auftreten von schwarzen, weiss gebänderten Kieselschiefern in nuss- bis faustgrossen Geschieben im Unteren Mergel nördlich Uchte und Stolzenau. Ueberhaupt muss erwähnt werden, dass dieselben Kieselschiefer auch sehr zahlreiche Geschiebe des Decksandes der Börde und der Hesterberge liefern, und noch häufiger sah ich sie in einer Kiesgrube nördlich Stolzenau, deren Material ich für Weserschotter halte. Je häufiger die Kieselschiefer auftreten, desto mehr verschwinden die Feuersteine.

Als an diesen letzteren ungemein reich müssen die Mergelgruben von Mützen erwähnt werden.

Uebrigens wurden von mir schon im vorigen Jahre auf der Höhe nahe Rosche einige Kieselschiefer ähnlicher Beschaffenheit, wie die eben geschilderten, gefunden und in diesem Frühjahre bei fleissigem Suchen häufig nördlich Clenze beobachtet. Ein Geschiebe dieses Gesteines erreichte die Grösse eines Kinderkopfes.

---

[1]) Könnte man die Erscheinung nur auf kleinem Gebiete, d. h. nur lokal, beobachten, so wäre eine Erklärung für die Entstehung des Thones an der Basis des Geschiebemergels in der Einwirkung von unter der Moräne cirkulirenden Schmelzwassern zu finden; nachdem diese Schmelzwasserbecken mit Thon ausgefüllt waren, gelangte die Moräne selbst zum Absatze.

Das Vorkommen von solchen weissgebänderten Kieselschiefern auf den Höhen (namentlich am Westrande) des Fläming hat schon GIRARD beobachtet und dieselben für einheimisches Material, für Elbkieselschiefer, erklärt. Die Geschiebe von Rosche und Clenze, nur an der Oberfläche gefunden, könnten wohl dazu gehören. (In meinem Berichte vom vorigen Herbste habe ich auf eine bedeutende Abspülung der Lüneburger Haide am Ende der Diluvialzeit schliessen können und damit hängt dann auch das Vorkommen der aus dem SO. stammenden Kieselschiefer zusammen.) Auch die westlich der Weser vorkommenden Geschiebe dürften einheimisches Material sein und dann wäre es interessant, dass wir hier in der Moräne nordisches und einheimisches Gestein gemischt finden.

Die Gewinnung des Mergels ist an den meisten Aufschlusspunkten als eine recht unrationelle zu bezeichnen und ganz besonders gilt dies von den sogenannten Gemeindemergelgruben. Als Ausnahme habe ich nur den Abbau des kalkreichen Unteren Geschiebemergels im O. des Fleckens Zeven zu nennen. Hier wird unter Aufsicht des Ortsvorstandes die etwa 1—1,5 Meter starke Lehmrinde abgedeckt (der Lehm wie der Mergel werden hier verkauft, das Fuder Mergel zu 60 Pf.) und dann der Mergel ausgeworfen, leider nicht bis auf genügende Tiefe, da auf diese Weise vieles und gerade das werthvollere Material nicht ausgebeutet wird, und doch wäre das in grösserer Tiefe sich einstellende Wasser hier leicht zu beseitigen. Sieht man dagegen andere Gemeindemergelgruben, so bemerkt man ein ganz regelloses Ausgraben. Jeder Mergel grabende Landmann legt auf dem Grundstücke womöglich eine neue Grube an, entnimmt seinen vorläufigen Bedarf, geht so tief dabei, als der Mergel noch ohne Wasserandrang gewonnen werden kann, und wirft nachher den oft einige Meter betragenden Abraum wieder in die Grube. Auf diese Weise wird natürlich das für die Landwirthschaft so werthvolle, in vielen Gegenden geradezu unentbehrliche Material unnütz vergraben.

Auch der Abbau des Süsswasserkalkes (Kalkmergel) ist, so gründlich derselbe bei Uelzen und Westerweyhe, Honerdingen

und vor Allem Nedder-Averbergen betrieben wird, ein höchst mangelhafter bei Rosche und Godenstedt. An beiden Orten bleibt mindestens $^2/_3$ des Kalkes im Lager und würde doch bei Anwendung von Wasserschnecken oder durch ein vermittelst Dampf getriebenes Pumpwerk, wie bei Honerdingen und Averbergen, weit mehr Material gewonnen werden können. Im Falle der Wasserandrang von der Seite die abgegrabenen Wände nicht stehen lässt, empfiehlt es sich vielleicht, den Kalk vermittelst Baggersäcken an langen Stangen auszuschöpfen, wenn dabei auch ein geringer Theil verloren ginge. Hinsichtlich der Ausbeutung des Mergels würden demnach folgende Punkte von Wichtigkeit sein:

1. Gewinnung unter Aufsicht der Ortsbehörde,
2. Entfernung des Wassers und Eindringen in grössere Tiefe.

Aber nur ein kleiner Theil der Mergelgruben gehört zur Zeit den Gemeinden, die weit grössere Zahl ist Eigenthum der Besitzer der betreffenden Grundstücke. Auch die von mir aufgefundenen Punkte, an welchen nunmehr Mergel gegraben werden kann, werden in nur wenigen Fällen für die Gemeinden von Nutzen sein, da die Mehrzahl nur dem Besitzer des bezeichneten Ackers zu Gute kommen wird. Es ist zu bedauern, dass für die Expropriation eines Stückes Landes, auf welchem Mergel gegraben werden kann, in diesen an Mergel oft sehr armen Gegenden kein Gesetz vorhanden ist. Hätte die Aufsuchung von Mergel vor der Verkoppelung stattgefunden, so wäre diesem Uebelstande gewiss abgeholfen worden.

Der Deckthon und die thonigen Bildungen des unteren Diluviums um Heilsberg.

Von Herrn **Richard Klebs** in Königsberg.

(Hierzu 4 Zinkographien.)

Die Frage über den Deckthon hat bereits verschiedentlich Veranlassung zu Publikationen und Erörterungen gegeben, durch welche aber noch keineswegs die Charakteristik und Stellung desselben für alle Fälle sicher klar gelegt ist. Die Umgegend von Heilsberg — Gradabtheilung 38^0 10—38^0 20 Länge und 54^0 6 —54^0 12 Breite der geologischen Karte von Preussen und den Thüringischen Staaten — ist das erste ostpreussische Gebiet, in welchem die diluvialen Thone so genau studirt werden konnten, wie es die Aufnahmen der Königl. geol. Landesanstalt im Maassstabe 1 : 25 000 verlangen und ermöglichen.

Leider mangelte es sehr an geeigneten Aufschlüssen, aber dennoch glaube ich einige Daten mittheilen zu können, welche einen Beitrag zur Kenntniss des Deckthons liefern dürften.

Schon bei Beginn der früheren Kartenaufnahmen in Ost-Preussen, welche im Auftrage der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg durch G. Berendt ausgeführt wurden, hatte dieser erkannt, dass in einzelnen Gegenden die oberen Partieen des oberdiluvialen Mergels sehr thonreich werden, und darüber Notizen an verschiedenen Stellen seiner Publikationen

gegeben [1]). Auf den von ihm bis 1874 fertig gestellten Karten ist die verschiedene Ausbildung des oberen Mergels erwähnt und zwar bei Section 4, 5, 7, 8, 12, 16, 17, unter der Bezeichnung: »Oberer (vielfach rother), bei 7 incl. rother, diluvialer Mergel, letzterer arm an Geschieben«, bei Section 9 ist bereits das Lagerungsverhältniss in so weit genauer bestimmt, als die Bezeichnung heisst: »Oberer diluvialer Mergel, vielfach bedeckt von rothem Thon (steinfrei)«. Auf Section 3 und 6 ist dem rothen Diluvialmergel eine besondere Farbe gegeben und er mit Recht als »zweifelhafter Stellung« bezeichnet und dem Unterdiluvium zugestellt. 1877 in seinem Bericht über die geologische Durchforschung der Provinz Preussen 1876 veröffentlicht JENTZSCH einzelne Profile, in welchen rother, fetter Lehm in Verbindung mit weissem Staubmergel vorkommt, dieselben sind von ihm auf Section Friedland 1876 beobachtet, der rothe Thon von dem Geschiebemergel aber nicht mit besonderer Farbe, sondern durch einen rothen Strich abgegrenzt.

Zum ersten Mal kam die Gliederung des Oberdiluviums flächenhaft zur Dartellung auf Sect. Heiligenbeil, und zwar anfangs nur in Unterscheidung zwischen Thon und Lehm. Als ich aber im ersten Frühjahr 1878 Herrn Dr. JENTZSCH gelegentlich einer Revisionsreise durch mein Aufnahmegebiet die von mir 1877 gefundenen schönen Aufschlüsse von weissem Staubmergel bei Tykrigehnen und von Diatomeenmergel bei Wilmsdorf zeigte, billigte er auch deren besondere Bezeichnung. Leider hatte ich vor der eigentlichen Aufnahme von Heiligenbeil den SCHUMANN'schen Arbeiten über den diluvialen Diatomeenmergel von Domblitten [2])

---

[1]) Ein geologischer Ausflug in die russischen Nachbar-Gouvernements. »Geognostische Blicke in Altpreussens Urzeit« enth. in VIRCHOW u. HOLTZENDORFF's Sammlung wissenschaftlicher Vorträge. Schriften der physik.-ökonom. Gesellschaft 1869, S. 161. — Geologie des kurischen Haffes. Königsberg 1869, S. 44 u. 45.

[2]) SCHUMANN, Geol. Wanderungen durch Ost-Preussen 1859. — Geognostische Darstellung von Preussisch-Lithauen, Ost- und West-Preussen. Die Provinz Preussen. Festgabe zur XXIV. Versammlung deutscher Land- und Forstwirthe. Königsberg 1863, S. 86 u. 87. — Preussische Diatomeen, Schriften der Königl. physikalisch-ökonomischen Gesellschaft, III. Jahrg. 1862, S. 168, 169 u. 175—194; V. Jahrg. 1864, S. 13—23; VIII. Jahrg. 1867, S. 37—67.

nicht die richtige Beachtung geschenkt, und die Wilmsdorfer Schicht [1]) mit dem weissen Staubmergel in Verbindung gebracht, wodurch die Lagerungsverhältnisse dieser Formation nicht die Würdigung von mir erhalten haben, welche sie ihrer Seltenheit wegen eigentlich verdienen. Als ich zufällig im Winter 1877—78 die Diatomeen in der Wilmsdorfer Schicht auffand, brachte ich dieses mit der Schumann'schen Untersuchung in Einklang, konnte aber bei dem flüchtigen Besuche der Gegend 1878, zu welcher Zeit ich bereits auf Section Wormditt thätig war, keine grösseren Aufschlussarbeiten vornehmen und musste das Domblitter Vorkommen nur nach dem Bericht von Schumann einzeichnen, das Wilmsdorfer mit Abrutschmassen umgeben.

Im Februar 1880 belegte Jentzsch [2]) im Einverständniss mit Berendt [3]), welcher das anstossende Blatt Frauenburg kartirt hatte, diesen thonigen Mergel mit der Bezeichnung Deckthon, welche Bezeichnung dann auf Section Elbing und Dirschau angewendet wurde.

Der Deckthon im nordöstlichen Gebiet von Elbing tritt auch auf die von mir 1878—79 geologisch kartirte Section Wormditt herüber und zeigt in mancher Hinsicht die grösseste Uebereinstimmung mit dem Heilsberger Thon. Sehr fetter hellrother Thon, sandiger Thon, Thon mit Geröllen, gelber Thonmergel in der Tiefe grau, alle diese Schichten konnten nachgewiesen werden, so dass man oft den Eindruck erhielt, als hätte man es mit oberem, oft mit unterem Diluvium zu thun, ohne dass es bei der damaligen Aufnahme gelang eine Gliederung hineinzubringen.

Auf Section Heilsberg bildet das von SW. nach NO. verlaufende Thal der Alle eine Trennung des Terrains in zwei,

---

[1]) Max Bauer, Das diluviale Diatomeenlager aus der Wilmsdorfer Forst bei Zinten in Ost-Preussen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Jahrg. 1881, S. 196—216. Cleve u. Jentzsch, Ueber einige diluviale und alluviale Diatomeenschichten Norddeutschlands. Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg. Bd. XXII, 1882.

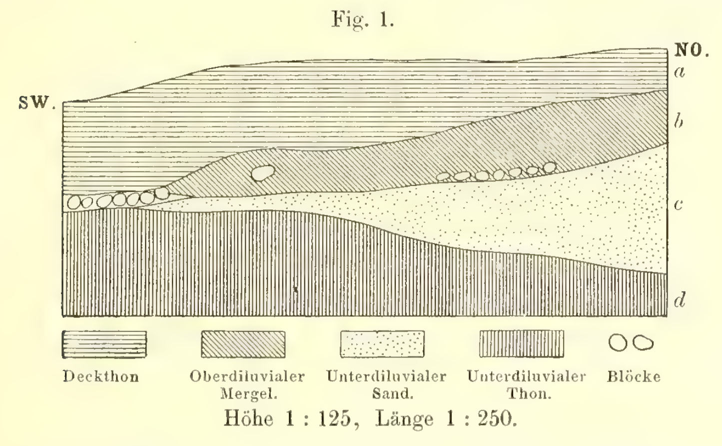
[2]) Jentzsch, Vortrag gehalten am 6. Februar 1880 in der Sitzung der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft; Referat darüber in deren Schriften Bd. XXI, 1880, S. 11.

[3]) a. a. O. Geognostische Blicke etc.

sowohl landschaftlich als auch geologisch verschiedene Theile. Während das Land am rechten Alleufer aus mehr oder weniger steilen, rundlichen, sandigen Hügeln gebildet wird, waltet am linken die thonige Ebene vor. Nur im östlichen Theile greift die Letztere auch auf das rechte Alleufer über.

In diesem thonigen Terrain links des genannten Flusses versuchte ich gelegentlich der Aufnahme der geologischen Karte eine Gliederung in den Thon zu bringen, und will im Nachstehenden zunächst auf die beobachteten Aufschlüsse näher eingehen und anschliessend einige allgemeinere Betrachtungen daran knüpfen.

Fig. 1.



Höhe 1 : 125, Länge 1 : 250.

Die Landstrasse von Heilsberg nach Konegen läuft mit Ausnahme des ersten Drittheils durch Deckthon; dicht hinter der letzten Schlucht südlich Konegen, welche sich nach dem linken Alleufer hinzieht, finden wir an der linken Seite des Weges den Aufschluss Fig. 1 [1]). Zuoberst lagert sehr strenger Deckthon *a* in einer Mächtigkeit von 0,5 — 1,6 Meter. An der Basis desselben finden sich einzelne bis faustgrosse Gerölle, welche noch etwa 10 Meter weiter nordwestlich zu verfolgen sind als Fig. 1 es angiebt. Unter den in einen lehmigen Grand eingebetteten Geröllen lagern dünne Sandadern, stellenweise wenige Millimeter stark, die aber durch ihre entschieden grobgrandige Beschaffenheit abweichend von den feinsandigen Einlagerungen sind, welche sich

[1]) Aufschluss B. III, 115 der Bohrkarte von Section Heilsberg.

oft im Thon finden. Unter dem Sand *c* lagert grauer, sehr strenger Thonmergel *d* in mindestens 3 Meter Mächtigkeit.

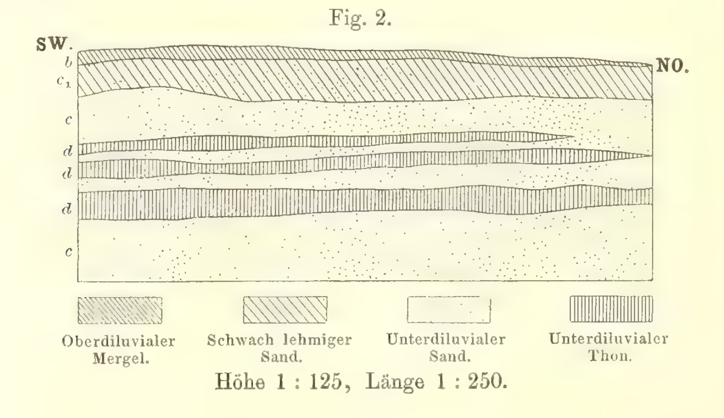
Verfolgen wir in dem Wegeaufschluss die Gerölle nach NO., so finden wir, dass sie sich bald in einem stark lehmigen Grand verlieren und nur noch vereinzelt in diesem, an einer Stelle noch als grösseres Nest an der Basis desselben auftreten. Dem ganzen Charakter nach muss diese Schicht als oberer Lehm *b* resp. dessen Vertreter aufgefasst werden.

Aber auch der am südwestlichen Ende nur wenige Millimeter starke unterdiluviale Sand wird nach NO. zu mächtiger, so dass er am Ende des Aufschlusses in einer Stärke von mindestens 2 Metern nachgewiesen werden kann; unter ihm lagert wiederum der graue Thonmergel *d*.

Verfolgen wir die einzelnen Schichten über den Aufschluss hinaus noch weiter nach NO., so verschwindet der rothe Deckthon bald, und es tritt der Lehm an die Oberfläche, der namentlich in dem linken Gehänge der Schlucht al ; regelrechter Oberer Mergel ausgebildet ist.

Weiterhin verschwindet auch der Lehm, der Acker wird grandig, zeigt einzelne Gerölle und nimmt die Beschaffenheit an, welche als Reste des Oberdiluviums auf zu Tage tretendem Sand bezeichnet werden. Wandern wir noch weiter denselben Weg entlang, so wird der untere Sand bald sehr mächtig, so dass wir den Thon nicht mehr darunter nachweisen können. Der letztere scheint überhaupt ganz zu verschwinden.

Fig. 2.



Höhe 1 : 125, Länge 1 : 250.

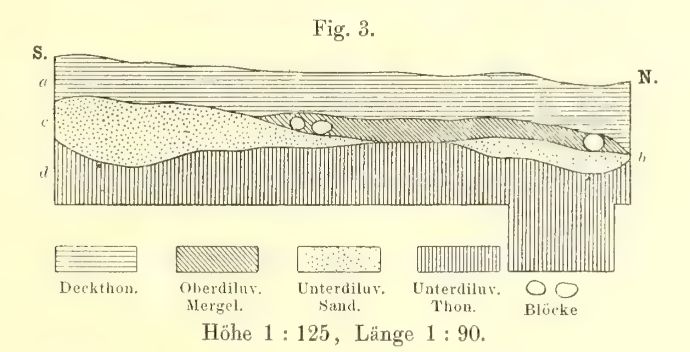
Der Aufschluss Fig. 2 [1]) liegt am linken Alleufer etwa 500 Meter nordöstlich von dem vorigen, den Fig. 1 darstellt. Er zeigt zu oberst eine dünne Decke von sehr grandigem Lehm *b*, darunter den unteren Sand *c* in der ganzen Höhe des Ufers, etwa 9 Meter; erst im Niveau der Alle ist durch den Bohrstock als lehmiger Sand der untere Mergel nachzuweisen.

Die obere Zone des Sandes *c* ist schwach lehmig und zeigt darin die Einwirkung der auflagernden oberdiluvialen Reste.

Etwas tiefer treten in dem Sande drei Thonbänke auf, welche wohl die Ausläufer des unteren Thones von Fig. 1 sein dürften, da sonst an dem ganzen Abhange kein Thon nachzuweisen ist. Die beiden oberen Bänke keilen sich innerhalb des Aufschlusses spitz aus, die untere ist am südwestlichen Ende 0,5, am nordöstlichen 0,3 Meter stark.

Ein anderes Profil, welches sich an Fig. 1 anschliesst, giebt Fig 3 [2]). In derselben ist die westliche Wand der im Jahre 1882 angelegten Grube dicht bei der ersten Ziegelei rechts der Chaussee von Heilsberg nach Landsberg wiedergegeben.

Fig. 3.



Höhe 1 : 125, Länge 1 : 90.

Zu oberst lagert Deckthon *a*, der speciell in dem dargestellten Aufschluss, namentlich in den oberen Partieen schwach sandig war, während er sich an der westlichen Wand, die etwa 2,5 bis 3,5 Meter entfernt lag, durch grosse Fettigkeit auszeichnete. Der Deckthon dieser Grube war reich an Kalk, welcher aber in so

[1]) B. III, 118 der Bohrkarte von Heilsberg.

[2]) C. II, 29 der Bohrkarte von Heilsberg.

feiner Vertheilung vorkam, dass er die Ziegelfabrikation nicht beeinträchtigte. Nur zehn Schritte nördlich dieses Aufschlusses zeigte sich dieselbe Schicht sehr reich an Concretionen. Unter dem Deckthon Fig. 3 folgt ein schwach sandiger Thon, welcher ganz vereinzelte Blöcke enthält *b*, und der aus diesem Grunde als thoniger Mergel, als Vertreter des oberdiluvialen Mergels aufgefasst werden kann, und dieses um so mehr, als unter ihm stellenweise Lagen von nordischem Sand *c* auftreten, welcher im südlichen Theile des Aufschlusses eine Mächtigkeit von etwa 1,5 Meter erreicht. Unter dem Sand folgt grauer Thonmergel. Letzterer ist am nördlichen Ende der Grube durch einen Brunnen im Ganzen in einer Mächtigkeit von 8 Meter bis zu wasserführendem lehmigem Sand aufgeschlossen.

Sämmtliche in diesem Profil beobachteten Diluvialschichten liessen sich auch an dem nächsten Abhange mit dem Bohrstock feststellen und ergaben dieselbe Lagerung.

Ein interessantes Profil, welches die ähnlichen Verhältnisse aufweist, wie die vorhergehenden, beobachtete ich dicht östlich der zweiten Ziegelei, rechts der Chaussee von Heilsberg nach Landsberg Fig. 4 (C. II, 46 der Bohrkarte von Heilsberg).

Fig. 4.

a
d

Deckthon. Oberdiluv. Mergel. Unterdiluv. Grand. Unterdiluv. Thon. Blöcke.

Höhe 1 : 125, Länge 1 : 750.

Zu oberst liegt wiederum Deckthon *a* in einer Mächtigkeit von etwa 1,5 Meter. In seinen oberen Partieen wird er sandiger, und zwar nimmt der Sandgehalt von unten nach oben so allmählich zu, dass eine genaue Begrenzung in der Abbildung unmöglich war. Die zwischen den horizontalen Linien des Deckthons ein-

gezeichneten Sandpunkte sollen durch ihre geringere oder grössere Häufigkeit einen geringeren oder grösseren Gehalt an Sand im Deckthon ausdrücken.

An der Basis des Thones finden sich ganz vereinzelte Gerölle, dieselben sind so selten, dass ich auf etwa 70 Meter Entfernung nur fünf grössere auffinden konnte. Aber auch an diesem Profil wird man berechtigt sein, ähnlich wie in den vorhergehenden, wenn auch nicht gerade hier einen Vertreter des oberen Mergels anzunehmen, so doch in den Horizont der Blöcke die Trennungsebene zwischen Deckthon und darunterlagerndem unterdiluvialen grauen Thonmergel *d* zu legen. Dieses wird auch durch das stellenweise, allerdings seltene Auftreten dünner, typischer, unterdiluvialer Grandnester bestätigt, von denen eins die Zeichnung wiedergiebt.

In der Mitte der ganzen Anlage ist der untere graue Thonmergel bis zu einer Gesammttiefe von 4,0 Meter aufgeschlossen. Er zeigt dünne Einlagerungen von feinem Sande, die in mannichfache Krümmungen und Knicke zusammen gedrückt sind.

Ueber die Mächtigkeitsverhältnisse des Deck- und Unterdiluvialthones in dieser Gegend liegen übrigens noch einige Profile vor:

1) Der Brunnen der Ziegelei, zu welcher der Aufschluss auf Fig. 4 gehört und der etwa 270 Meter westlich von diesem liegt, (C. II, 239 der Bohrkarte von Heilsberg).

Rother Thonmergel	1,2 Meter
Rother thoniger Lehmmergel	2,4 »
Lehmiger Sand	0,3—1,5 Meter,

an der nördlichen Seite des Brunnenschachtes ist er etwas mächtiger.

Grauer geschichteter Thon mit dünnen Einlagen von feinem Mergelsand	14,0 Meter
Thoniger unterer Mergel, stellenweise mit vielen und z. Th. grossen Blöcken $\geqq$.	12,0 » .

2) Ein Brunnen am Ende des Dorfes Jegothen links von der Strasse Groszendorf-Jegothen auf dem Hofe des letzten Gehöftes (A. II, 13 der Bohrkarte von Heilsberg).

Deckthon	1,5 Meter
Fetter Thonmergel mit einzelnen Geröllen und Blöcken, thoniger oberdiluvialer Lehmmergel	2,5 »
Grauer, geschichteter Thonmergel	6,0 »
Wasserführender Sand.	

3) Ein Brunnen, östlich vom vorhergehenden an der rechten Seite desselben Weges, auf dem Hofe des letzten, etwas isolirt auf einer kleinen Anhöhe, nördlich der Wiese liegenden Gehöftes (A. II, 14 der Bohrkarte von Heilsberg).

Deckthon	2,0 Meter
Röthlicher Lehmmergel	1,5 »
Grauer geschichteter Thonmergel mindestens	2,5 »
Wasserführender Sand.	

Sehr reich ist das linke Elmufer an Aufschlüssen im Thon. Auf dem Wege Settau-Borchertsdorf überschreiten wir die Kreisgrenze von Heilsberg und Pr. Eylau; verfolgen wir diese in westlicher Richtung, so zieht sie sich auf der Höhe des linken Ufers eines Seitenthälchens der Elm hin, welches die Generalstabskarte 1 : 100 000 gar nicht und das Messtischblatt 1 : 25 000 zu schmal angiebt. Unmittelbar nördlich der Mündung dieses Thälchens in die Elm liegt der Aufschluss A. III, 88 in einer Breite von 10 Meter (vergleiche für die Profile an der Elm Fig. 5).

Zu oberst lagert rother, fetter Thon, Deckthon 0,3—1,0 Meter. Unter ihm folgt ein grandiger Thon mit ganz vereinzelten Geröllen als oberdiluvialer Lehmergel aufzufassen 0,6—1,0 Meter.

Schwach grandiger Sand, welcher nach N. zu in reinen, ziemlich gleichkörnigen, groben Grand übergeht. Insoweit der Sand nicht grandig war, zeigte er deutliche Schichtung und einzelne dünne Einlagerungen von rothgelbem, plastischem Thon	1,0 Meter
Brockenmergel. Mehr oder weniger deutlich abgerollte Stücke eines sehr fein geschichteten, plastischen, grauen Thones, liegen zahlreich in einem gelbgrauen Fayencemergel eingebettet	2,0 »

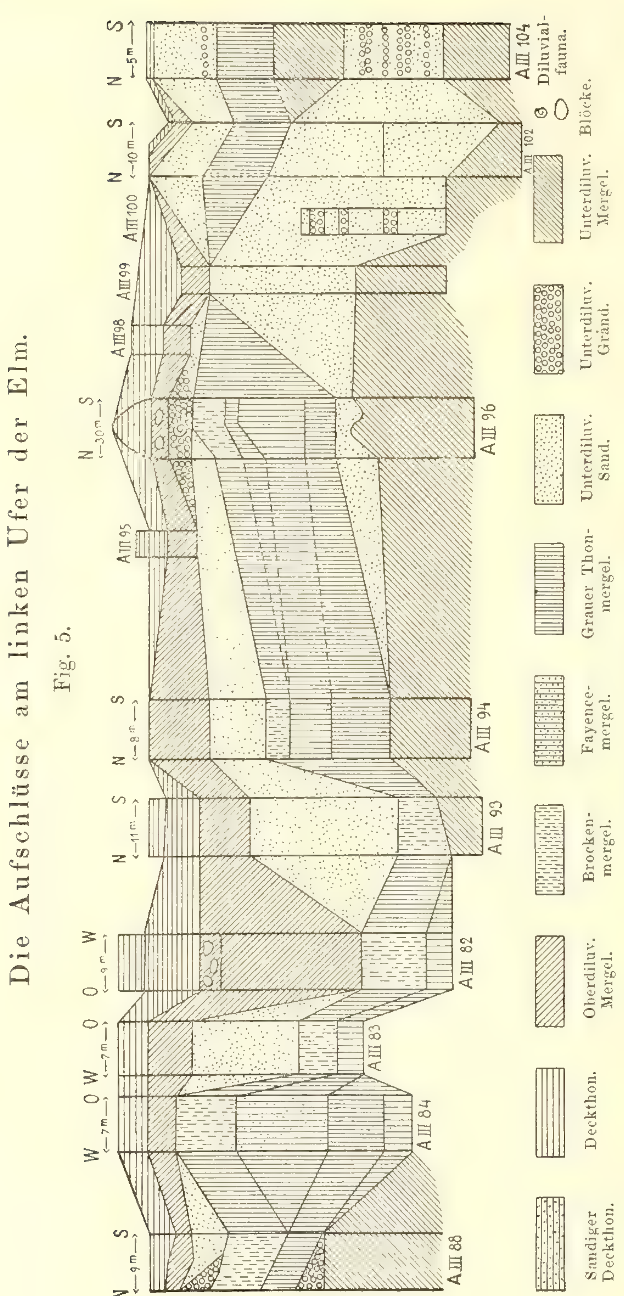
Grauer, plastischer, feingeschichteter Thonmergel	1,2 Meter
Grober Grand; beginnt in der Mitte des Aufschlusses als dünne Einlagerung, wird aber bald nach N. zu mächtiger. Er zeichnet sich durch grossen Reichthum an Senon-Geschieben aus	0—2,0 »
Unterer Geschiebemergel mindestens . . .	3,0 »

Der nächste Aufschluss A. III, 84 liegt an dem rechten Ufer des oben erwähnten Thälchens, etwas weiter stromaufwärts; an derselben Seite A. III, 83, diesem fast gegenüber am linken Ufer des Thälchens A. III, 82. Von A. III, 93 an sind die Aufschlüsse (die breiteren als Haupt-, die schmäleren als Neben-Aufschlüsse unterschieden) wieder an dem linken Elmufer. Die Entfernung der Hauptaufschlüsse von einander ist von Kante zu Kante in Luftlinien gemessen und auf Fig. 5 (siehe S. 608) im Maassstab 1 : 16000 wiedergegeben, die Breite ist in Metern beigeschrieben. Die schmäleren Nebenprofile sind zwischen die Hauptaufschlüsse eingezeichnet, ohne dass sie bei dem Messen der Entfernungen zu berücksichtigen sind.

A. III, 84 beginnt mit regelrechtem Lehm, dessen obere 0,7 Meter in lehmigen Sand zersetzt sind	1,0 Meter
Brockenmergel	2,0 »
Feiner, geschichteter Fayencemergel mit ganz dünnen Mergelsand- und Thon-Einlagen	3,0 »
Grauer, geschichteter Thonmergel	2,0 »
Grauer, geschichteter Fayencemergel mit Einlagen von feinem Sand und Thonmergel mindestens	2,0 »
A. III, 83. Sandiger Lehm	0,6 »
Thoniger Lehm	0,7 »
Schwachgrandiger Sand $\geqq$	4,0 »
Brockenmergel	1,7 »
Fayencemergel mindestens	2,0 »

Die Aufschlüsse am linken Ufer der Elm.

Fig. 5.



Länge 1 : 16000, Höhe 1 : 250.

Bei A. III, 84 und 83 lagert über dem oberen Lehmmergel Deckthon, dessen Anwesenheit erst in einiger Entfernung vom Uferrand in etwas höher gelegenem Terrain nachgewiesen werden kann.

A. III, 82. Gelbrother Thonmergel, Deckthon, derselbe wird in den oberen 1,2 Meter sehr sandhaltig; in seiner Basis finden sich vereinzelte grössere Blöcke	3,7 Meter
Thoniger Lehmmergel	5,0 »
Brockenmergel, in allmählichem Uebergang in Fayencemergel mindestens	2 »
A. III, 93. Deckthon, dessen obere 0,7 Meter sehr sandig sind	1,7 »
Lehmiger Grand bis grandiger Lehm mit vereinzelten Blöcken = Oberer Lehm . .	2,0 »
Sand	4,0 »
Brockenmergel	2,0 »
Unterer, grauer Lehmmergel, ≧	2,0 »
A. III, 94. Lehm, oberer	2,0 »
Nordischer Sand	2,0 »
Brockenmergel	0,6 »
Fayencemergel	1,5 »
Grauer geschichteter Thonmergel	2,0 »
Unterer Mergel ≧	2,0 »

A. III, 96. Dieser Aufschluss stellt den Querschnitt eines rundlichen Hügels dar, welcher durch zwei flache Seitenthälchen des linken Elmufers gebildet wird. Die Kuppe besteht aus rothem Deckthon, dessen untere Partieen etwas sandig werden und sich durch einzelne grosse Blöcke auszeichnen, welche dazu berechtigen, diesen Theil des Thones als Vertreter des oberen Mergels aufzufassen.

Deckthon	1,6 Meter
Lehmmergel	0,7 »

Es folgen noch unten:

Grand mit spärlicher Diluvialfauna und Geschieben eines rothen, fetten Thonmergels	0,8 »

Brockenmergel; derselbe gliedert sich von oben nach unten in 0,6 Meter gelben und 0,5 Meter grauen, an der Basis geht er in reinen Thon über . . . . 0,5 Meter 1,6 »

Diese parallel geschichteten, thonigen Bildungen verlaufen im südlichen Theil bis zur Mitte des Aufschlusses horizontal, fallen aber dann um 35° nach N. ein. Die dadurch entstandene Lücke zwischen dem Brockenmergel und dem darüber liegenden Grand wird durch nordischen Sand erfüllt.

Sehr feiner Sand, schon Fayencemergel bis Mergelsand . . . . 1,5 Meter
Grauer, geschichteter Thon . . . . . . 1,0 »
Nordischer Sand . . . . 1,5 »
Unterer Mergel mindestens . . . . . . 2,0 »

A. III, 102. Bei diesem Aufschluss bildet der untere Sand in 1,5 Meter Mächtigkeit die Kuppe eines Hügels, an dessen südlicher Hälfte das Oberdiluvium anlagert. Dasselbe besteht zu oberst aus einem schwach sandigen Thon, Deckthon 0,6 Meter, welcher über einer lehmigen Grandschicht 1,0 Meter lagert. Auch hier zwingen der Lehmgehalt und vereinzelte Blöcke diese Schicht als Vertreter des oberen Mergels hinzustellen. Unter dem Sand finden sich $\geqq$ 2,0 Meter grauen Thonmergels, dessen Gehalt an gröberem Sand stellenweise so gross ist, dass man dort berechtigt wäre, den Thonmergel als thonigen unteren Mergel zu bezeichnen. Den ganzen mittleren Theil des Aufschlusses verhüllen Abrutschmassen, unter welchen nur noch Sand über Mergel dicht oberhalb des Flussniveaus zu constatiren ist.

A. III, 104. Deckthon, schwachsandig 0,2—0,4 Meter
Sand an der Basis mit Grand-Einlagen . . . 1,2 »
Gelbrother Thonmergel . . . . 2,0 »
Unterer Mergel mit dem Charakter eines grobgrandigen Thones . . . . 2,5 »
Grandiger Sand mit vier Grand-Einlagen und vereinzelten dünnen Thonbändern . 3,5 »
Unterer Mergel $\leqq$ . . . . 3,0 »

Aus diesen zahlreichen Profilen ergiebt sich, dass wir es im Wesentlichen mit zwei Thonmergel-Stufen zu thun haben, von denen die obere, als Deckthon bezeichnete, eine Mächtigkeit von höchstens 2,5 Metern besitzt, die aber in den seltensten Fällen erreicht wird. Dieser obere Thon ist garnicht oder sehr undeutlich geschichtet, besitzt keine dünnen Einlagerungen von feinem Sand, enthält zahlreiche Beimengungen kleiner Braunkohlenstückchen und ist meist reich an Kalkconcretionen. Seine Farbe ist ein eigenthümliches, aber entschiedenes Roth und nur lokal, so bei Ueberlagerung von humosen Stoffen in Graugelb etc. verändert. Nach der Oberfläche zu wird er reicher an Sand, so dass letzterer in einzelnen Gebieten vorwaltet.

Ganz anders verhält sich der untere Thonmergel. In Mächtigkeit bedeutend grösser, ist hier eine Gliederung in Brocken-, Fayence- und eigentlichen Thonmergel vielfach ausgebildet. Auch wo dieselbe fehlt, treten doch stets dünne Schlepp- bis Mergelsandeinlagerungen im Thone auf, welcher durchaus fein geschichtet ist. Die Farbe des hier in Betracht kommenden unteren Thonmergels ist grau, stellenweise auch gelblich, wohl nur in Folge eines Entkalkungs- und Oxydationsprocesses.

Es kommen allerdings auch rothe Thonmergel im Unterdiluvium von Heilsberg vor, so in der Schlucht, welche sich südlich Schweden als Abfluss der Roggenhauser Wiesen nach dem rechten Ufer der Alle hinzieht. (Die betreffenden Aufschlüsse liegen westlich der grossen Chausseebrücke am linken Ufer der Schlucht, kurz bevor dieselbe von SO. kommend nach SW. einbiegt.) Aber auch sonst sind diese rothen Thone nicht selten und mehrfach am rechten Elmufer aufgeschlossen. An allen den untersuchten Aufschlüssen unterscheiden sie sich von dem grauen Thonmergel dadurch, dass sie nicht so fein geschichtet sind, dass sie im Gegentheil bisweilen mehr zur polyedrischen Zerklüftung neigen und dass ihnen die dünnen Sandeinlagerungen meist fehlen. Dadurch aber kommen sie dem Deckthon sehr nahe und unterscheiden sich von diesem, da man von ihrer hochrothen Farbe im Vergleich zum dagegen etwas gelblicheren Roth des Deckthons wohl absehen muss, eigentlich nur durch etwas bessere Schichtung, Mächtigkeit und Lagerung.

Beobachtet wurde der rothe Thon in den tieferen Partieen des unteren Diluviums, namentlich in der Nähe von Tertiär, ferner unter mächtigen Sandablagerungen und endlich als schön gerundete Gerölle in unterdiluvialen Granden und stellenweise unter den Thongeschieben des Brockenmergels A. III, 96. In dem für den Deckthon in Frage kommenden Gebiet auf Section Heilsberg ist er von gar keiner Bedeutung.

Der Deckthon und der graue, geschichtete Thonmergel werden, wie die gegebenen Profile zeigten, durch Lehmmergel oder dessen Vertreter getrennt. Es dürfte leicht der Einwurf gemacht werden, dass man auch den oberen Thonmergel, den ich von vorne herein in dieser Arbeit als »Deckthon« bezeichnet habe, zum Unterdiluvium ziehen könnte, doch spricht dagegen die charakteristische Ausbildung des oberdiluvialen Mergels, wie sie namentlich in dem kleinen Seitenthälchen des linken Alle-Ufers bei dem Profil Fig. 1 und in den Einschnitten der von Heilsberg nach Landsberg führenden Chaussee, dicht nördlich der Königlichen Forst in der Nähe des Privatwaldweges zwischen der Chaussee und der Groszendorf-Nerfker Strasse beobachtet werden kann. Diese Aufschlüsse bedingen es, dass der obere Thonmergel von Heilsberg zum oberen Diluvium zu rechnen und als Deckthon aufzufassen ist.

Wie leicht auch in den Fällen die Trennung der beiden Thone sein mag, in welchen der obere Lehmmergel deutlich, so schwierig wird dieselbe dann, wenn letzterer in geringer Mächtigkeit ausgebildet ist, und die unteren Sande und Grande fast oder ganz fehlen, Fig. 4. Als einigermaassen schöner Horizont zur Auseinanderhaltung des Deckthons und des unteren geschichteten Thonmergels dürften die Blöcke und Gerölle dienen, welche häufig an der Basis des Deckthons auftreten und wohl Vertreter resp. Reste des oberen Mergels sind.

In Gebieten, in welchen die Aufschlüsse überhaupt fehlen, werden diese Gerölle von ganz besonderer Bedeutung, da es bei Flächenaufnahmen unmöglich ist, beim Fehlen des oberen Mergels und unteren Sandes durch den Bohrstock die beiden Thone zu unterscheiden, wenn nicht Gerölle und Blockbestreuung auf dem Thon Andeutungen geben würden, an Ort und Stelle oder etwas

höher nach thonigem Mergel oder dessen Vertreter genauer zu forschen. Diese Gerölle finden sich beispielsweise in grösserer Anzahl auf dem sehr thonreichen, geschiebearmen, oberen Mergel nordwestlich Konegen und an dem östlichen Rande des grossen Torfbruches nördlich Heilsberg, nordwestlich des geometrischen Punktes. Auch um den Groszendorfer See lagern auf dem unteren Thon vereinzelte kleine Blöcke, auf welche mich Herr Professor Dr. G. Berendt gelegentlich seiner Revisionsreise durch Section Heilsberg aufmerksam machte; dieselben sind auf eine dünne Schicht sehr thonigen Lehmes zurückzuführen, welche in dem nahen Hügel nachzuweisen ist.

Einerseits das stellenweise Fehlen eines echten oberen Lehmmergels, andererseits das Zutagetreten tieferer Schichten, namentlich des unteren Thones, was bei einer Mächtigkeit von höchstens 2,5 Metern des Hangenden verhältnissmässig oft vorkommt, erschweren die Aufnahme ungemein, und veranlassten Berendt offenbar seiner Zeit bei einem Maassstab von 1 : 100000 ohne vorhergegangene detaillirtere Aufnahme zur Bezeichnung »Thon zweifelhafter Stellung«.

Es ist eine häufige Erscheinung und darauf bereits verschiedentlich bei den oben beschriebenen Profilen hingewiesen, dass die ersten Decimeter des Deckthones entschieden lehmig oder besser sandig-thonig sind. Wollte man für diese Schicht, in soweit sie natürlich nicht eine Folge der Beackerung ist, ähnliche Ursachen, wie für die Verwitterungsrinde des Lehmmergels annehmen, so steht diesem gegenüber, dass der Deckthon garnicht so viel grobsandiges Material enthält, dass es sich durch Fortführung der feineren Bestandtheile in den oberen Partieen anhäufen könnte. Aus Nachstehendem ergiebt sich jedoch, dass diese sandigen Partieen enge mit der Entstehung des den Deckthon stellenweise überlagernden Decksandes zusammenhängen.

Der Decksand ist auf Section Heilsberg besonders zwischen Groszendorf und Jegothen ausgebildet. Er beginnt mit dem zweiten Drittheil des Weges zwischen obigen Dörfern, ist bis etwa 600 Meter südlich des letzteren zu verfolgen und verschmälert

sich zu einem kaum 300—600 Meter breiten Bande, welches nach Südwest durch den königlichen Wald und nach Nordost hin verläuft.

Begeben wir uns, namentlich von Nordosten kommend, aus dem Gebiet des Deckthons in das des Decksandes, so bemerken wir eine stete Zunahme der oberen Thonpartieen an Sand, bis allmählich der letztere vorwaltet und schliesslich zu zwei Metern Mächtigkeit anwächst, in welcher Tiefe wohl durchweg der Thon unter ihm angetroffen wird. Ferner zeigen zahlreiche Wegeaufschlüsse zwischen Groszendorf und Jegothen, etwa 650 Meter südlich des letzteren Dorfes, dass der Uebergang vom Decksand zum Deckthon kein plötzlicher, sondern ein ganz allmählicher ist. Der Deckthon geht in sandigen Thon, in thonigen Sand und schliesslich in reinen Sand über, was überall und selbst auch in den Fällen nachzuweisen ist, in welchen die im undurchlässigen Untergrund stagnirenden Tagwasser durch Eisenoxydhydrat-Ablagerungen diesen Uebergang bisweilen etwas verwischt haben.

Dieser Uebergangsbildung zwischen Sand und Thon entsprechen natürlicherweise, wie in der nächsten Umgebung des Decksandes alle die oberen sandigen Partieen des Deckthones überhaupt, und ist die Annahme berechtigt, dass anfangs eine Zufuhr von Thon vorherrschend war, welcher allmählich eine solche von Sand folgte.

Ob aber der reine Decksand überall da vorhanden war, wenn auch in geringer Mächtigkeit, wo jetzt die Zwischenbildung zu Tage liegt und später durch Tagewässer fortgeführt wurde, oder ob der eigentliche Sandabsatz nur lokal stattfand, ist nicht nachzuweisen und auch insofern gleichgiltig, weil es unmöglich ist, diese sandigen Thone auf der geologischen Karte besonders abzugrenzen. Wohl aber ist die Zwischenbildung insofern häufig von Bedeutung, als dadurch, da sie petrographisch bisweilen als entschiedener Lehm erscheint, die Trennung vom Deckthon und oberen Mergel sehr erschwert wird, deren Unterscheidung erst dann möglich ist, wenn Blöcke und Gerölle die regelrechte Ausbildung des letzteren andeuten.

Wie für den Deckthon, so ist auch für die Bildung des unteren geschichteten Thones ein ruhiger Absatz aus Wasser nothwendig.

Eigenthümlich ist es immer, dass in einem Bezirk sowohl oberes, als auch ein Theil des unteren Diluviums dieselbe Ausbildung zeigen.

Die gegebenen Profile beweisen, dass nach Ablagerung des tiefer gelegenen unteren Mergels (Fig. 5) längere Zeit die unmittelbare Einwirkung der Inlandseisdecke aufgehört haben muss, und dass diese nur temporär wieder von Bedeutung wurde, einmal zu der Bildung eines höher gelegenen, nicht sehr ausgedehnten Flötzes unteren, das andere Mal zu der des oberen Mergels, Fig. 5, A. III, 104. In der Zwischenzeit setzten sich vorwaltend geschichtete Sedimente ab.

Welche von den Ursachen[1]), die derartige Bildung im Diluvium erzeugen, speciell für die Thone nördlich Heilsberg Anwendung finden dürften, lässt sich schwer entscheiden. Jedoch gelang es mir, am linken Alle-Ufer eine marine Diluvialfauna, deren Vorkommen im Aufschluss am Oelmühlenberg schon BERENDT bekannt war, an verhältnissmässig zahlreichen Punkten nachzuweisen, deren Muscheln sich dadurch auszeichneten, dass sie in den Sanden zu Tausenden von Exemplaren, die allerdings meist sehr schlecht erhalten waren, in den Stellungen, beide Schalen zusammen, angetroffen wurden, welche sie im Leben einnahmen, und die zu dem Schlusse berechtigen, dass sie an Ort und Stelle ihres jetzigen Vorkommens einst gelebt haben. Diese Diluvialfauna findet sich in zahlreichen Bänken in einem Sande vor, welcher zwischen zwei unteren Mergeln liegt, von denen der obere etwa 3 Meter mächtig ist und dem höhern, unteren Mergel auf Fig. 5, A. III, 104, der untere reich an tertiärem Material, $\geq$ 4 Meter mächtig, dem tiefer gelegenen auf Fig. 5 entsprechen dürfte. Dadurch wird die Annahme eines wenigstens zeitweise eisfreien Wassers mit einem Untergrund von unterem Mergel wahrscheinlich, welches bis zu den Heilsberger Höhen reichte, deren Korn aus Tertiär besteht. Durch Zerstörung der Grundmoräne, wenn auch nicht innerhalb des Beckens, füllte sich dieses allmählich mit

[1]) WAHNSCHAFFE, Ueber das Vorkommen geschiebefreien Thones in den obersten Schichten des unteren Diluviums der Umgegend von Berlin. Jahrbuch der Königl. geol. Landesanstalt für 1882.

geschichteten Sedimenten bis zum Abschluss durch den oberen Mergel. Aehnlich konnte auf diesen auch die Ablagerung des Deckthones gefolgt sein, doch spricht dagegen der allmähliche Uebergang desselben in den Decksand; Berendt[1]) hat gezeigt, dass die Entstehung des Decksandes in die Zeit der Abschmelzperiode fällt. Um dieselbe Zeit oder kurz vorher, aber aus denselben Ursachen, dürfte auch die Ablagerung des Deckthones stattgefunden haben.

Die grosse Aufbereitung der zu Tage tretenden Schichten, namentlich des oberen Mergels, lieferte Blöcke und Gerölle, Grande und Sande und endlich Thone. Blieben die Ersteren zurück und gaben neben dem durch reissende Wasser zugeführten Material zur Entstehung von Resten und Bestreuungen, von sandigen und grandigen Ablagerungen Veranlassung, so mussten bei sehr langsam fliessenden Wassern sich auch die thonigen Bestandtheile absetzen und den Deckthon bilden. Es ist nichts Unwahrscheinliches, dass träge Wasser, welche in einzelnen Bezirken Thone absetzten, aus bestimmten Ursachen schneller fliessend wurden und dann mehr sandiges Material mitbrachten, während der Thon weiter fortgeführt wurde. In dem betreffenden Gebiet von Heilsberg trat dieses gegen Ende des Thonabsatzes ein und erzeugte zunächst die besprochene Zwischenschicht und schliesslich den Decksand.

In wie weit sich der Deckthon von Friedland und Heiligenbeil in Verbindung bringen lässt mit dem Besprochenen, und ob auch die Bildung jenes annähernd in dieselbe Zeit fällt, kann nur durch eine detaillirte Kartenaufnahme nachgewiesen werden.

Auf Section Heilsberg steht mit dem Deckthon auch der geschiebearme Lehmmergel im engen Zusammenhang und scheint dessen localer Vertreter zu sein, da er in der Tiefe in normalen oberen Mergel übergeht. Andeutungen dieses Deckthon ähnlichen Mergels sind in den Vorbergen der Heilsberger Höhen bis zu 300 Fuss nachzuweisen, woselbst ein fetter, oberer Mergel bis zu 0,5 Meter Mächtigkeit ansteht, welcher entschiedene Uebergänge

[1]) G. Berendt, Die Sande im norddeutschen Tieflande und die grosse diluviale Abschmelzperiode. Jahrbuch der Königl. geol. Landesanstalt für 1881.

zum Deckthon aufweist. Aehnlich diesen scheinen sich auch die Thone in der Umgegend von Heiligenbeil zu verhalten; bei Thonen aus der nordwestlichen Ecke der Section Wormditt und östlich Brandenburg spielt entschieden der graue, unterdiluviale Thon eine vorherrschende Rolle. Dass dieses auch bei andern bereits aufgenommenen Sectionen Ost-Preussens der Fall, ist der Berendt-schen Bezeichnung nach wahrscheinlich.

Eine Gliederung des Thones konnte ich auf Section Friedland in der Nähe von Georgenberg nachweisen.

Wandert man von diesem Orte westlich nach dem grossen Moosbruch zu, so ist etwa auf der Hälfte des Weges das Profil zu beobachten:

Rother Thon	1,2 Meter
Röthlicher Thonmergel . . .	1,0 »
Nordischer kalkhaltiger Sand .	0,8 »
Thonmergel mindestens . . .	2,0 »

In derselben Richtung weiter etwa 400 Schritte vom eigentlichen Moosbruch:

Torf	0,5 Meter
Schwach humoser Sand . . .	0,9 »
Grauer Thon	1,7 »
Grauer Thonmergel	0,8 »
Grauer Lehmmergel mindestens	2,0 »

Im Moosbruch selber:

Sphagnumtorf	0,8 Meter
Grauer Thon	2,0 »
Grauer Thonmergel	0,4 »
Grauer Lehmmergel mindestens	2,0 »

Aehnliche Lagerungsverhältnisse sind auch bei dem zu Georgenberg gehörigen Vorwerk Rockelkeim. Unmittelbar an der Wehlauer Chaussee und der Koppershagener Landstrasse bemerkt man in einer kleinen Vertiefung des Terrains mehrere grössere Gerölle, welche auf den oberen Mergel zurückzuführen sind. Ein Versuchsbohrloch, welches mit dem Graff'schen Hand-Tiefbohrapparat von mir ausgeführt wurde, ergab:

Rother Thon	0,5	Meter
Rother Thonmergel	1,4	»
Thoniger Lehmmergel . . .	0,6	»
Kalkhaltiger Sand	0,6	»
Thonmergel mindestens . . .	2,0	»

Auch ein Aufschluss am linken Alleufer, welcher etwa 200 Schritte stromabwärts von der Stelle liegt, an welcher der Koppershagener Weg die Flussalluvionen berührt, zeigt:

Rother Thonmergel, an der Oberfläche entkalkt, an der Basis mit einzelnen Geschieben	2,3	Meter
Deutlicher nordischer Sand	1,2	»
Gelber bis grauer, fein geschichteter Mergelsand, in Uebergängen zu Fayencemergel und Thonmergel mindestens	2,0	»
Kalkhaltiger Sand mindestens . . .	3,0	»
Auffallend dunklen, grauen Lehmmergel mindestens	3,0	»

Aus diesen Profilen ergiebt sich, dass wir es bei Georgenberg in ganz ähnlicher Weise, wie bei Heilsberg mit zwei durch Lehmmergel und unterdiluvialen Sand getrennten Thonmergelstufen zu thun haben, und dass beispielsweise das östliche Ufer des grossen Moosbruches durch unteren grauen Thonmergel gebildet wird.

Ob aber der Deckthon von JENTZSCH[1]), welcher sich durch ein System regelmässiger Schichten an seiner Basis auszeichnet, wirklich ober- und nicht unterdiluvial, bedeckt mit jüngerem Thone, oder ob endlich derselbe eine andere Ausbildung des letzteren ist, bedingt durch die niedrigere Lage des Terrains, wage ich nach den vorhandenen Beobachtungen nicht zu entscheiden.

---

[1]) Schriften der physikalisch-ökonomischen Gesellschaft zu Königsberg 1878, S. 219.

Studien an metamorphischen Eruptiv- und Sedimentgesteinen, erläutert an mikroskopischen Bildern.

Von Herrn **K. A. Lossen** in Berlin.

(Hierzu Tafel XXIX.)

Mehrfach bereits habe ich die Bedeutung solcher metamorphischer Gebiete hervorgehoben, in welchen zwischen den Schichten eingeschaltete und nur passiv am Faltungs- und Gebirgsbildungsprocesse betheiligte Eruptivgesteine in annähernd demselben Grade wie die daneben anstehenden Schichtgesteine substantielle und structurelle Umwandlungen, sei es in der Contactsphäre der in die Faltung eingreifenden eugranitischen Eruptivmassen, sei es durch den Dislocationsprocess schlechthin erlitten haben [1].

---

[1]) Zerstreute Mittheilungen über metamorphische Eruptivgesteine habe ich seit 1869 in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. häufiger gemacht: Bd. XXI, S. 298, Bd. XXIV, S. 706—707 in Anm. *) und S. 763, Bd. XXVII, S. 451 und S. 969, Bd. XIX, S. 360; in den Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Fr. in Berlin (März 1878, Januar 1880 und November 1883) habe ich diese Mittheilungen vervollständigt und indem ich 1878 die Resultate zusammenfasste, zugleich deren Bedeutung für die Lehre vom Metamorphismus gewürdigt; ebendaselbst sind auch metamorphische Tuffbildungen besprochen worden (März 1878 und November 1883); schliesslich mag auch zweier Stellen in diesem Jahrbuche (1880, S. 12, Anm. [1]) und 1881, S. 43, Anm. [1]) gedacht werden. Detaillirtere Beschreibungen metamorphosirter Diabase sind in den 1881 niedergeschriebenen Erläuterungen zu den Messtischblättern (1 : 25000) Harzgerode (S. 79 ff.), Wippra (S. 27 und 43 ff.), Schwenda (S. 34 ff.) und Pansfelde (S. 44 ff.) zu finden, die zugleich mit den Blättern Leimbach und Mansfeld binnen Kurzem erscheinen werden, bereichert durch eine Zugabe über den Kupferschiefer-Bergbau zu dem letzteren Blatte, welche eine Verzögerung der Publication mit sich brachte.

Den hohen Werth dieser metamorphischen Eruptivgesteine für die Lehre vom Metamorphismus fand ich darin, dass ein von Haus aus »festes Gestein von ganz bestimmter Mineralaggregation, chemischer Durchschnittszusammensetzung und Structur [1])« zuverlässig als ihr Muttergestein angegeben werden kann. In den primären Mineralien und primären Structuren der Erstarrungsgesteine besitzen wir eine wohlbekannte Grösse, die wir unserem Urtheil zu Grunde legen können, einen festen Maassstab, an welchem Art und Grad jener secundären Mineralien und secundären Structuren gemessen werden können, welche die Natur des metamorphischen Gesteins mehr oder weniger ausmachen.

Vielfach ist es geradezu die sichere unanfechtbare Thatsache der Pseudomorphosenbildung, die in solchen Gesteinen in viel allgemeinerer Weise beweisend für die Umbildung eintritt, als die nur unter besonders günstigen Umständen erhaltenen Petrefacten in den metamorphosirten Sedimenten (Ockerthal und Spitzenberg bei Altenau im Harz, Gegend von Christiania, Bergenstift, Bastogne in den Ardennen, Singhofen, Schameder im Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirge etc.).

Ich erinnere beispielsweise an die von mir beschriebenen mit secundärem Orthoklas-Mosaik und z. Th. auch mit Turmalin erfüllten Feldspathpseudomorphosen in dem biotitreichen Hornfelszustande (Gabbro-Contactmetamorphose) des palaeoplutonischen Syenitporphyrs vom Schmalenberge bei Harzburg [2]) oder an die Uralitisirung des Diabas-Augits, welche innerhalb der Hornfelszonen um die Granite herrscht, was heutzutage nicht allein vom Harze her, sondern durch Philipps und Allport auch aus Cornwales in England und durch Michel-Lévy aus dem Maconnais in Frankreich nachgewiesen ist.

Nun besitzen wir freilich den Nachweis von Uralit-Pseudomorphosen und überhaupt von Pseudomorphosen nach Primär-Mineralien von Massengesteinen (Erstarrungsgesteinen) sehr man-

[1]) a. a. O. Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Fr. in Berlin, 1878, S. 93.
[2]) Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Fr. in Berlin, Januar 1880.

nichfaltigen Alters und geologischen Vorkommens. Das soll gewiss nicht bestritten werden. Für den Mineralogen und den Paragenetiker ist dieser schlechthin erbrachte Nachweis auch von hinreichendem Interesse. Für den Geologen, und dazu rechne ich auch den Petrographen, gewinnen solche Beobachtungen meines Erachtens aber erst dann einen rechten positiven Werth, wenn sie nicht, wie in der Regel, zusammenhanglos, sondern als charakteristische Erscheinungen innerhalb begrenzter geologischer Verbreitungsgebiete, als hinterlassene Spuren der geologischen Geschichte des betreffenden Erdbruchtheils nachgewiesen und gewürdigt werden.

Gerade unter diesem geologischen Gesichtspunkte ist der vom Harz her erbrachte und von Cornwales und dem Maconnais her bestätigte Nachweis, dass es einen durch ganz bestimmte Eigenschaften charakterisirten Zustand des Diabases im Granitcontact giebt, bedeutungsvoll. In diesem Zustande, welchen ich seit 1869 mehrfach kurz skizzirt und alsdann im Text zu dem Messtischblatte Harzgerode (1 : 25 000) S. 79 ff. ausführlicher beschrieben habe, tritt entweder die uralitische Hornblende, die nur eine seiner charakteristischen Eigenschaften ausmacht, unter theilweiser Erhaltung der Primärstructur des Diabases deutlich hervor, und dann sind solche Gesteine wie die von der Winzenburg bei der Rosstrappe wohl als Diorite (C. W. C. Fuchs) oder Proterobase (Gümbel, Rosenbusch) verkannt worden; oder es sind die Gesteine unter mehr oder minder völliger äusserlicher Verwischung ihrer specifischen Eruptivgesteinscharaktere geradezu Diabas-Hornfelse[1])

[1]) Diese Bezeichnung habe ich im Text zu Blatt Harzgerode gebraucht, es schien mir der Ausdruck ebenso passend, wie Schiefer-, Kalk-, oder Grauwacken-Hornfels, da in der That alle diese Gesteine, deren Namen hier dem Worte Hornfels vorgesetzt sind, in den Contact- oder Hornfelsringen um die Granitstöcke ein und demselben metamorphosirenden Einflusse unterlegen sind und dabei manche Mineralbestandtheile, wie z. B. Magnetkies, Biotit, uralitische oder thonerdehaltige strahlsteinähnliche Hornblende, gemeinsam haben; der Name Hornfels ist für die nicht schieferigen Gesteine der Granitcontactmetamorphose altherkömmlich und eingebürgert. Das Wort Diabas-Hornfels kann nur dann zweideutig erscheinen, wenn man das Wort Hornfels, wie neuerdings Herr Schenck in seiner tüchtigen Dissertation »über die Diabase des oberen Ruhrthals und deren Contacterscheinungen mit dem Lenneschiefer«, auch auf die sonst als Hornschiefer,

geworden, indem sie einerseits durch Neubildung zahlreicher Biotitblättchen oder an deren Stelle durch Anhäufung ferritischen Pigments den Schieferhornfelsen, andererseits durch Ausscheidung secundärer Kalksilicate den Kalkhornfelsen ähnlich aussehen. Wie getränkt mit einer dichtenden, härtenden, feinkörnig-splitterigen Masse erscheinen diese Diabashornfelse wo möglich noch massiger, als ihr Muttergestein, der Diabas, und wer sich an Ort und Stelle einmal bemüht hat, dieselben kartographisch aus dem Schieferhornfels ihrer Umgebung auszuscheiden, wird den alle Hornfelsbildungen umfassenden »Trapp« oder »Urtrapp« des Lasius und anderer älteren Harzgeologen, begreiflich und entschuldbar finden. Sind doch anderwärts, wie in den Vogesen und im Erzgebirge Schiefer- oder Grauwacken-Hornfelse und analoge Schichtgesteine von massigem Habitus unter dem Namen Glimmertrapp in noch weniger zurückliegender Zeit mit Eruptivgesteinen (Kersantiten, Glimmersyenitporphyren) verwechselt und zusammengefasst worden, deren Biotitgehalt ein primärer ist! Im Diabashornfels, wie im Schieferhornfels ist dieser Gehalt an dem braunen phyllitischen Mineral an Stelle der Chlorite und sericitischer Glimmer stets ein secundärer, für die Contact-Metamorphose am Granit charakte-

Adinolschiefer oder Adinolfelse bezeichneten härteren metamorphischen Schichtgesteine der Diabascontactmetamorphose ausdehnt. Eine solche Ausdehnung kann ich indessen von meinem Erfahrungsstandpunkte aus nicht befürworten, weil mir Granitcontactgesteine und Diabascontactgesteine, soweit ich solche kennen zu lernen Gelegenheit hatte, zwei ganz verschiedenen Kategorien der Gesteinsbildung anzugehören scheinen: Erstere sind entstanden unter der Einwirkung des Granits auf ein wesentlich schon gefaltetes Schichtensystem und dessen eruptive Einlagerungen; die letzteren hingegen verdanken ihre heutige Beschaffenheit zuverlässig nicht allein der Einwirkung der Diabaseruption vor der Faltung, dagegen spricht ihre regionale Verschiedenheit in ein und demselben Gebirge, die Steigerung ihrer krystallinischen Ausbildung da, wo auch der gewöhnliche Thonschiefer regional, wie im Südostharz, phyllitischen Habitus zeigt und zugleich die Diabase eine Steigerung der Umbildungserscheinungen erkennen lassen, Umstände, die darauf hinweisen, dass auf die ursprüngliche Contactmetamorphose noch eine Dislocationsmetamorphose gefolgt sei. (Vergl. d. Erläuter. zu Blatt Wippra, S. 52 ff., Blatt Harzgerode, S. 38, Blatt Pansfelde, S. 48 ff.) Man wird künftighin Contactbildungen an activ in den Gebirgsbau eingreifenden von solchen an passiv mitgefalteten Eruptivgesteinen schärfer zu scheiden haben.

ristischer, aber ebenso charakteristisch für diese Metamorphose des Erstarrungs- wie des Schichtgesteins ist der Umstand, dass trotz der Neubildung so zahlreicher Glimmerblättchen in der Regel jede Anlage zur schiefrigen Structur [1]) fehlt. Es ist abgesehen von der Wärmewirkung und anderen die Graniteruption begleitenden Umständen offenbar eine ganz andere Art der Druckwirkung, welche das aufgepresste Granitmagma während der Hornfelsbildung auf seine Hülle ausübt, als diejenige, welche sich unter den Bedingungen ungleichmässig vorschreitender oder gehemmter Faltung als mit Reibung gepaarte Gleitung, Stauung und Zerrung oder als Pressung innerhalb der noch faltungsfähigen Massen der Erdrinde zur Geltung bringt und sich als Dislocationsmetamorphismus äussert.

Dafür, dass auch diese letzteren Wirkungen nicht nur die Sedimente, sondern auch die längst erstarrten Eruptivgesteine umgebildet haben, sind von mir nicht minder Beweise aus dem Harze, dem Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirge und den Alpen in der Eingangs erwähnten Literatur beigebracht worden. Wenn ich hier abermals auf den Harz zurückgreife und trotz tüchtiger neuerer einschlägiger Beobachtungen aus anderen Gebieten (derjenigen J. Lehmann's, A. v. Lasaulx's, Gürich's, A. Schenck's u. a.) vorzugsweise auf die regionalmetamorphische Zone von Wippra im Südosten dieses Gebirgs hinweise, so gehe ich davon aus, dass die Beobachtungen aus ein und demselben geologischen Gebiete sich besser unter einander vergleichen lassen, als die aus verschiedenen Gebieten. Es ist doch ein sichtlicher Vorzug des Harzgebirges, dass es uns auf engbegrenztem Raume, wie z. B. auf dem nur 6 Wegstunden messenden Wege von der Victorshöhe (Gipfel des Rammberggranits) über Mägdesprung und Harzgerode nach Wippra, ein und dasselbe Schichtensystem mit seinen Diabas-Einschaltungen einmal im Zustande der Granit-Contactmetamorphose als Hornfels und Knotenschiefer mit Diabashornfels, dann als normalen Thonschiefer mit normalem, wenn auch chlorit- und

[1]) Nicht aber jede Anlage zur Parallellagerung, vergl. Erläuter. zu Blatt Harzgerode S. 57 und 58.

kalkspathreichem Diabas, und schliesslich im Zustande der auffällig ausgeprägten [1]) Dislocationsmetamorphose als Phyllit mit Flaser- und Schieferdiabas vorführt.

Jeder dieser drei an denselben Formationsgliedern in verschiedenen Theilen des Harzes hervortretenden Zustände spiegelt einen verschiedenen Akt des Gebirgsbildungsprocesses vermöge

---

[1]) Der Zusatz »auffällig ausgeprägt« erscheint unter dem Gesichtspunkte nothwendig, dass auch der sogenannte normale Thonschiefer, wie er sich z. B. als Wieder Schiefer im Mittelharz, zumal in dessen Süd-Hälfte, findet, keineswegs schlechthin als in seinem heutigen Zustande direkt sedimentirt oder auch nur vor der Faltung und Gebirgsbildung fertig ausgebildet gelten kann. Nur graduell, nicht seinem ganzen Wesen nach vom Phyllit oder dem Knotenthonschiefer verschieden, kann derselbe vielmehr nur als Resultat der Einwirkung einer Dislocationsmetamorphose gelten, die einen grösseren oder geringeren Antheil des primären sedimentären stofflichen Substrats mehr oder weniger unverändert gelassen hat. Das von F. Zirkel seiner Zeit aus den jetzt als Rutil erkannten Thonschiefernädelchen hergeleitete Argument für die ursprüngliche direkte Bildung des Thonschiefers dürfte nach unserem heutigen Erfahrungsstandpunkte von dem Entdecker der Nädelchen selbst nicht mehr geltend gemacht werden. Es stand der Beweisführung in jenem für die mikroskopische Untersuchung dieser Gesteine grundlegenden Aufsatze von vornherein entgegen, dass die von Zirkel stets nach der Schiefer-Ebene verschliffenen Thon- und Dachschiefer z. Th. Schichtschiefer, z. Th. Transversschiefer, wie z. B. die Goslarer Dachschiefer, sind, so dass die in der Schliffebene beobachtete Anhäufung der Rutilnädelchen nicht als Folge einer ursprünglichen sedimentären Aufschichtung gelten kann. Die Art und Weise, wie die Ausbildung der Rutilmikrolithe, falls solche überhaupt vorhanden, in den Sedimenten Schritt hält mit dem mehr oder weniger krystallinischen Gesammthabitus des Gesteins — in den Phylliten von Wippra und in den phyllitischen Thonschiefern des Krebsbachthals bei Mägdesprung im Vorhof des Contacthofs um den Ramberggranit sind die Mikrolithe zahlreicher und kräftiger ausgebildet, als in den gewöhnlichen Wieder Schiefern bei Harzgerode, in feldspathführenden gneissartigen Hornfelsen nördlich des Rosstrappe-Wirthshauses und in Hornfelsen aus der Umgebung des Ilsensteins in viel gedrungneren Säulchen, als in den Knotenthonschiefern des Aussenrings um den Ramberg — spricht für deren secundäre metamorphische Entstehung. Dafür spricht auch ihr Vorkommen im Chlorit metamorphischer Eruptivgesteine (vgl. Sitzber. d. Ges. naturforsch. Fr. z. Berlin, 1883, S. 176 Anm. [1])); auch C. A. Müller giebt Rutil aus den »Diabasen aus dem Liegenden des Ostthüringischen Unterdevons« (S. 17) an, lässt aber die primäre oder secundäre Bildung dahingestellt. So interessant die Thonschiefernädelchen sind, procentisch treten sie sehr zurück gegen die phyllitischen Mineralien, Glimmer und Chlorit, deren secundäre Natur, gröbere fragmentäre Fetzen abgerechnet, sich unzweideutig aus dem Vergleiche der Grauwacken, Thonschiefer, Phyllite und Hornfelse des Harzes und anderer Gebiete ergiebt.

der verschiedenen Weise der Einwirkung auf das gleiche geologische Substrat wieder. In dem weiten rheinisch-westfälischen Schiefergebirge, welches zuerst mich den gebirgsbildenden Process als die Ursache des regionalen Metamorphismus kennen lehrte, und das, zumal auch in seiner Fortsetzung auf belgisch-französischem Territorium, wo sich den oben erwähnten Untersuchungen der Bonner Geologen die gediegenen Leistungen von A. Renard, J. Gosselet u. A. würdig anreihen, für das Studium der Dislocationsumwandlung so vielversprechend ist, fehlt jedes Zutagausgehen des Granits oder einer anderen seine geologische Rolle theilenden eugranitischen Eruptivgesteinsart und damit auch die Möglichkeit eines Vergleichs zwischen den Resultaten der Granitcontactmetamorphose und denjenigen der Dislocationsmetamorphose. Im Harze dagegen ist dieser nicht unwichtige Vergleich unter relativ günstigen Bedingungen möglich und in den ungefähr gleichzeitig mit diesem Bande des Jahrbuchs erscheinenden Erläuterungen zu den Messtischblättern Pansfelde, Schwenda, Wippra, Harzgerode[1]), zumal in den beiden letztgenannten, habe ich nach meinen an Ort und Stelle gemachten Beobachtungen, sowie nach meinem, z. Th. von Freund Rosenbusch liebenswürdig unterstützten, mikroskopischen Untersuchungen einige Grundlinien dazu gezogen.

Aus diesen Grundlinien — denn mehr als diese wird man in den weiteren Kreisen zur Orientirung dienenden Erläuterungen zu einem Messtischblatte nicht erwarten dürfen — sei hier für den Phyllit und den Flaser- und Schieferdiabas (z. Th. Grünschiefer[2])) Folgendes kurz hervorgehoben: Die Anordnung

[1]) Vergl. den Schluss der Anm. [1]) auf S. 619 dieser Abhandlung.

[2]) Dass auch die Grünschiefer in der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus zwischen Hergenfeld und Dhaun im Kreise Kreuznach, speciell die seiner Zeit von mir »Sericitaugitschiefer«, richtiger, da der weisse Glimmer darin keine oder keine erhebliche Rolle spielt, Augit-Schiefer schlechthin genannten Gesteine, als unter Druckschieferung erfolgte Umbildung diabasischer Gesteine zu betrachten seien, ist mir nach dem Vergleiche mit den entsprechenden Harzgesteinen zweifellos. Die porphyrisch aus der schieferigen Grundmasse hervortretenden Augite erweisen sich unter dem Miskroskop nicht sowohl als Ausscheidungen aus der ganz oder fast ganz aus Neubildungen bestehenden Grundmasse, als vielmehr ganz ersichtlich als chemisch und mechanisch veränderte, zerdrückte, zersprungene und mit Neu-

der phyllitischen Chlorit- und Glimmer- und der zu einem Nadelfilz verwobenen Hornblende-Neubildungen, von welchen die letzteren indessen der Regel nach sich auf die diabasischen Gesteine und deren Contactgesteine beschränken, folgt zumeist ganz sichtlich den durch den Faltungsdruck bedingten, selten ebenflächigen, weit mehr bucklig krummen und windschiefen Flächen einer mehr dickschiefrig-plattigen oder wulstig-flaserigen, als wirklich schiefrigen Structur.

Hierin gleichen sich die Schiefer- und Diabasumbildungen solcher Gebirgstheile annähernd ebenso, als sie im Hornfelszustande annähernd gleich massiges Verhalten zeigen. Ueberdies hat die Zerrung und Stauchung viel mehr Auseinanderziehung und Zerreissung der Gesteine mit sich gebracht, daher derbe Linsen, Knauer, Lager- und Gangtrümer (Adern) in sehr auffälliger Weise darin bemerkt werden, Ausscheidungen von Neubildungen, welche den typischen [1]) Hornfelsgesteinen der Granitcontactmetamorphose in dieser Form zu fehlen pflegen.

Stoffliche Analogien reihen sich an diese structurellen an: So charakteristisch der pleochroitische, allermeist braune Glimmer für die typischen Hornfelsbildungen ist, so selten wird er als Neubildung der Flaser-Diabase und diabasischen Schiefer oder der Phyllite und phyllitischen Thonschiefer in regionalmetamorphischen Zonen getroffen. Aus Diabasen der Wippra'er Zone ist er mir nur einmal [2]) bekannt geworden, vereinzelt auch nur aus solchen des anderen regionalmetamorphischen Gebietes im nördlichen Mittelharze zwischen den beiden Hauptgranitstöcken des Gebirgs [3]) und damit in auffälliger Uebereinstimmung ausnahms-

bildungen injicirte primäre Reste. Hierzu kommt, dass nach fünf Analysen die Gesteine chemisch mit dem Diabas ganz nahe übereinstimmen. Was Wichmann von Rauenthal irrig als Sericitaugitschiefer beschrieben hat, ist amiantisirter structurell typischer strahlig-körniger Diabas, ganz verschieden von jenen Augit-Schiefern.

[1]) Im Eckergneisse auf der Nordwestseite des Brocken-Massives fehlen dagegen derbe Glasquarzknauer u. s. w. nicht.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Wippra, S. 52.

[3]) Vergl. Jahrbuch, 1880, S. 12, Anm. [1]); Ueber Biotit im paläozoischen Grünschiefer der Alpen, vergl. Sitzungsber. d. Ges. naturf. Fr. zu Berlin, 1878, S. 94. Aus einem Diabas der Gegend von Kirn in der linksrheinischen Fortsetzung des Taunus hat v. Lasaulx secundären Biotit beschrieben, womit das örtliche Vorkommen desselben in unterdevonischen Sericitgneissen dieser Gegend gut harmonirt.

weise örtlich ebendaher aus hochpotenzirt krystallinischen Diabascontactgesteinen [1]). Ebenso lassen aber auch die phyllitischen Gesteine jener regionalmetamorphischen Zonen den kräftig pleochroitischen oder braunen Glimmer fast [2]) gänzlich vermissen.

Um so bezeichnender ist für die phyllitischen Mineralien aller dieser hier in Rede stehenden Gesteine die bald alleinige, bald gepaarte Anwesenheit der den typischen [3]) Hornfelsbildungen fremden Chlorite und des sehr schwach gelblichgrün pleochroitischen bis einfarbigen sericitisch-filzigen Glimmers, der nur spärlich durch den im Hornfels häufigeren wasserhell durchsichtigen schlichtblätterigen Kaliglimmer [4]) vertreten wird.

Für die Phyllite und phyllitischen Thonschiefer bedarf es hier nur des Hinweises auf die Umgebungen von Treseburg und von Wippra, denen ja auch bereits H. Rosenbusch in seinem classischen Buche über die Steiger Schiefer vergleichende Berücksichtigung zugewendet hat [5]). Hinzuzufügen dürfte nur sein, dass das Studium der krystallinisch-klastischen Grauwacken und Grauwackenschiefer aller Schichtengruppen des Ostharzes, von derjenigen der Tanner bis zu derjenigen der Elbingeroder Grauwacke aufwärts, übereinstimmend die Umbildung von Feldspath- und zumal Plagioklas-Fragmenten in jene lichten, grösstentheils sericitischen Glimmer lehrt, und nicht selten auch noch deutliche Augit-Fragmente als Quelle für die Chloritbildung

---

[1]) Vergl. über das Thatsächliche Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Fr. zu Berlin, 1883, S. 160—161, sowie über den Zusammenhang der Erscheinungen den Schluss d. Anm. [1]) auf S. 621 dieses Aufsatzes.

[2]) Vergl. Erläut. zu Blatt Wippra, S. 30 und Blatt Schwenda, S. 25.

[3]) Ueber Chlorit in untypischem Hornfelse am Rammberge, vergl. Erläut. zu Blatt Harzgerode, S. 61—64.

[4]) oder Lithionglimmer, der indessen bislang nur aus Hornfels, nicht aber aus palaeozoischen Phylliten bekannt sein dürfte.

[5]) Rosenbusch a. a. O. S. 125 giebt stark pleochroitischen braunen Glimmer aus dem Wieder Schiefer bei Wippra an; ich kann dies Vorkommen durch eigene Beobachtung nicht bestätigen, auch nicht aus den von meinem Freunde erbetenen und bereitwilligst übersendeten Präparaten; es liegt also wohl eine Verwechselung mit einem anderen Präparate vor. Die von demselben Autor (1877!) ebendaselbst gemachten Mittheilungen über Staurolith in dem phyllitischen Schiefer von Wippra beziehen sich einer authentischen Mittheilung zufolge auf Rutil.

erkennen lässt, beides im Einklange mit dem Vorkommen structurell und z. Th. auch substanziell noch wohlerhaltener Brocken diabasähnlicher Eruptivgesteine in denselben Grauwacken.

Solche Beobachtungen leiten hinüber zu den an Chlorit und oft auch an Sericit reichen echten tuffigen Schalsteinen und von diesen zu den flaserigen oder schiefrigen Diabasen, die nur allzuhäufig mit diesen Tuffbildungen zusammengeworfen werden [1]). Der Chlorit (Diabantachronnyn, Chloropit, Viridit aut.) ist ja in den nie ganz von der Metamorphose verschonten Diabasen unserer stark gefalteten palaeozoischen Gebirgskörper so sehr heimisch, und für diese »Grünsteine« katexochen so bezeichnend, dass Hausmann denselben bei der Definition des Begriffes mit in die Mineralformel aufgenommen hatte. Gleichwohl ist Grad und Art seiner Betheiligung sehr verschieden. In den annoch massigen Gesteinen mit wohl erhaltener Primärstructur bleibt die chloritische Substanz oft auf kleine Putzen, Zwickel und Spältchen oder Mandelausfüllungen beschränkt; in den durch starke Druckwirkung gequetschten und gepressten und endlich der Primärstructur fast oder ganz beraubten Gesteinen dagegen überzieht sie, falls nicht Hornblendefilz an ihre Stelle tritt, die nicht selten harnischartigen Druck- und Gleitflächen und bildet im Innern der durch solche und andere Flächen begrenzten Gesteinskörper Flasern oder schärfer hervortretende langgestreckte Flatschen, deren Ueberhandnehmen unter völliger Verdrängung auch des letzten Augit-Restchens eine Art Chloritschiefer hervorruft [2]).

[1]) Vergl. dagegen Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Fr. in Berlin, Nov. 1883, S. 174, sowie die treffenden einschlägigen Beschreibungen und Bemerkungen in der S. 621 Anm. [1]) citirten Dissertation A. Schenck's, S. 49, ff.

[2]) Diabas-Ruscheln mitten im massigen Diabas, d. h. Zermalmungszonen, längs welcher zwei grössere, durch den Faltungsdruck auseinandergebrochene Massen des Erstarrungsgesteins bei fortdauerndem Druck übereinandergeschoben worden sind, decken wohl am lehrreichsten den Zusammenhang auf, der die unter Annahme von Druckschieferung bis zur Unkenntlichkeit umgebildeten Diabase mit dem Normalgestein verbindet. Dergleichen, obzwar braun oxydirte Vorkommen bietet z. B. das Profil längs der Holzabfuhrstrasse dar, die oberhalb des Sägemühlenteiches auf der Nordseite des Braunen Sumpfs bergan gegen den Herzoglichen Weg bei Blankenburg ansteigt. Ebenso lehrreich sind solche locale

Die dunkelgrünen Flatschen solcher Gesteine lassen sich z. Th. auf zerquetschte Pseudomorphosen nach porphyrisch ausgeschiedenen Diabas-Augiten, z. Th. auf ebenso plattgedrückte und ausgewalzte Chlorit-Mändelchen zurückführen [1]). Derartig dunkelgrün auf lichterem Grunde getupfte Diabasschiefer können

Grünschiefer-Vorkommen, welche die streichende Fortsetzung oder die äussere seitliche Hülle weniger umgewandelter und demzufolge noch deutlich kenntlicher Diabase bilden (Brombach- und Köthenthal zwischen Wippra und Grillenberg, Erläut. zu Blatt Wippra, S. 50, Schieferstein, Gabelleithe bei Agnesdorf und Questenberg, Erläut. zu Blatt Schwenda, S. 36), oder solche, die, wie die strahlig-körnigen Diabase von typischen Diabascontactgesteinen eingefasst sind (am Wege zwischen Altenbraak und der Ausmündung des Schreckenthals bei Treseburg). Hiernach lassen sich denn isolirte Grünschieferlager, welche nach Art und Weise der grob- bis feinkörnigen Diabase lagerartig zwischen den Schichten auftreten, wie z. B. solche am Ramsenberge und aus der Umgebung des Schlosses Rammelburg bei Wippra oder solche an der Bode, Lup- und Rapbode zwischen Friedrichsbrunn-Treseburg und dem engeren Elbingeroder Muldengebiete u. a., zuverlässig als sehr stark veränderte Diabase im Einklange mit dem mikroskopischen Befunde bestimmen. Weit schwieriger ist die Beurtheilung der zusammenhängenderen Grünschieferzonen des Mittel- und Ostharzes; doch lassen auch hier die mikroskopischen Untersuchungen keinen Zweifel übrig, dass zum mindesten ein grosser Theil dieser Gesteine als unter Druckschieferung umgewandelte Diabasaphanite aufzufassen seien, die ja in dem relativ wenig von der Umwandlung betroffenen südlichen Mittelharze überall noch als Massengesteine zwischen den Grünschiefern deutlich zu erkennen sind (vergl. Erläut. zu Blatt Wippra, S. 27). Auf der Harzübersichtskarte sind die Grünen Schiefer unter die Gesammtrubrik »Metamorphische Kerngebirgs-Schichten im Harz« mit eingeordnet worden, z. Th. »zusammengefasst mit dem Diabasaphanit«, z. Th. »in Begleitung des Diabasaphanit«; auf den Detailblättern Benneckenstein, Hasselfelde, Stolberg der ersten, 1868 vollendeten Harzlieferung dagegen findet man dieselben noch als »Contactbildungen am Dichten Diabas« aufgeführt, während doch schon die allererste Beschreibung in den zugehörigen Erläuterungen und in dem Aufsatze über die »Metamorphischen Schichten aus der palaeozoischen Schichtenfolge des Ostharzes« (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. Bd. XXI, 1869, S. 281 ff.) scharf den Unterschied hervorhebt, der diese Grünen Schiefer von den eigentlichen Contactbildungen am körnigen Diabas scheidet. Nunmehr wissen wir, »dass eine scharfe kartographische Scheidung zwischen Dichtem Diabas und Grünem Schiefer nicht wohl möglich ist« [so wenig wie die zwischen schieferigem Diabastuff (Schalstein) und schieferigem Diabasmandelstein (Pseudotuff, Blatterstein)] »und dass die vorzugsweise nach der massigen oder schieferigen Structur bei der Kartirung vorgenommene Trennung eher viel zu wenig Diabas angiebt« (vergl. Erläut. zu Blatt Pansfelde, S. 52).

[1]) Vergl. Erläut. zu Blatt Wippra, S. 24 bis 25.

den Spilositen aus der Diabas-Contactreihe wohl einmal äusserlich ähnlich werden, lassen sich meiner Erfahrung nach aber stets gut substanziell und structurell davon unterscheiden [1]), zumal weissliche porphyroidisch eingewachsene Kalkspathhäufchen, gequetschte Kalkspathmändelchen [2]), nicht selten das Urtheil rasch auf die richtige Spur leiten.

Oft findet man daneben auch lichtgelbgrüne, fett- bis wachsglänzende Flecken, so dass diese Diabasschiefer ein recht buntscheckiges gefälliges Aussehen gewinnen. Untersucht man die so beschaffenen Flecken näher, so erkennt man alsbald an einer oder der anderen Stelle, dass man es mit jenen Pseudomorphosen nach Augit vergleichbaren, aber sericitisch-glimmerig umgewandelten Plagioklas-Einsprenglingen zu thun hat; eine Pseudomorphosenbildung, die sich an dem Leistenwerk der Grundmassen-Feldspäthe wiederholt. Hierher gehören besonders Abänderungen des oberdevonischen schieferigen Diabasmandelsteins in der südöstlichsten der drei Theilmulden des mittel- und oberdevonischen Elbingeroder Muldensystems, gut aufgeschlossen am Weissen Stahlberge oberhalb Neuwerk an der Bode. Auch der bekannte,

[1]) Wenn A. Schenck (a. a. O. S. 56, 57, 61) dafür hält, es müsse in jedem einzelnen Falle entschieden werden, ob nicht ein Spilosit ein metamorphosirter Diabas sei, so liegen diesem Urtheil solche äussere Aehnlichkeiten zu Grunde. Abgesehen davon, dass meiner Erfahrung nach Spilosite ganz im Gegensatz zu den meisten und speciell den von A. Schenck vergleichsweise angezogenen Diabasen frei von Carbonaten zu sein pflegen, lehrt der Umstand, dass manche Spilosite nicht runde Knoten, sondern an deren Stelle sichtlich rectanguläre Krystallformen (Pseudomorphosen) mit Chiastolith-ähnlicher Diagonal-Zeichnung führen, wie z. B. solche vom Voigtstiege bei der Marmormühle im Wernigeroder Mühlenthale und solche zwischen dem Liethebach und Degnershausen auf Blatt Pansfelde (vergl. Erläut. zu Blatt Pansfelde, S. 51) sichtlich deren Zusammenhang mit den Knoten- und Garbenschiefern aus dem ersten Umwandlungsstudium der Granit-Contactmetamorphosen (vergl. auch Erläut. zu Blatt Harzgerode, S. 38, und das in Anmerkung S. 622 dieser Abhandlung am Schluss bemerkte).

[2]) Dahin gehören wohl auch die von A. Schenck (a. a. O. S. 58) lehrreich abgebildeten und gedeuteten Calcitausscheidungen aus einem schieferigen Diabas östlich von Wiemeringshausen, denen die gebogenen Spaltrisse des grünfleckigen schieferigen Diabas vom Ramsenberg bei Wippra (Erläut. S. 51) zur Seite stehen, deren Rosenbusch (Massige Gesteine S. 349) bereits 1877 jedoch ohne Deutung des Phänomens gedacht hat, eine häufig wiederkehrende Erscheinung.

in den Sammlungen vielfach verbreitete dem lacedaemonischen *Porfido verde antico* verglichene Labradorporphyr des Elbingeroder Mühlenthals aus der mittleren Partial-Mulde zeigt in schieferigen Abänderungen jene Umbildung der Plagioklaseinsprenglinge. Von älteren Diabasen sind solche aus den Profilen durch den unteren Wieder Schiefer längs der Rübeland-Hasselfelder Fahrstrasse, südlich vom Rothenstein an der Rapbode, sowie ein Vorkommen zu vergleichen, das mitten in der Grünschieferzone des regionalmetamorphischen Südostharzes bei Wimmelrode nächst Mansfeld aufsetzt [1]. Das Mikroskop weist noch weit häufiger lichten Glimmer in dem Mineralaggregate der Grünen Schiefer und schieferigen Diabase nach [2].

Nächst den phyllitischen Mineralien ist es die Hornblende, in der sich ein relativer stofflicher Unterschied bezüglich ihres Auftretens in den Contactbildungen um den Granit und in regionalmetamorphischen Bildungen ausserhalb der Contacthöfe zu erkennen giebt. Braundurchsichtige Hornblenden sind in krystallinischen Schiefern ungleich seltener, als gründurchsichtige und werden da, wo sie in Erstarrungsgesteinen gefunden werden, von manchen Autoren unter allen Umständen für primäre Ausscheidungen angesehen. Dem entsprechend finden wir auch in den metamorphischen Regionen des Harzes, die durch den braunen Glimmer ausgezeichnet sind, also in den Contacthöfen um den Granit, weit seltener braun- als gründurchsichtige pleochroitische Hornblende-Varietäten. Sie fehlen aber nicht ganz und sind da, wo sie sich fleckweise in der anderwärts ganz grünen Hornblende-Füllung von Augitformen (braundurchsichtiger Uralit) einstellen, wie z. B. am Langenhalse oberhalb des Kesselrückens in einem Diabas, der den Bodeweg zwischen Thale und Treseburg kreuzt [3],

[1]) Vergl. auch Erläut. zu Blatt Wippra, S. 25. Das Devon an der Lahn in Nassau bietet ebenfalls vergleichbare Vorkommen, wie ein unter der lehrreichen Führung meines Collegen E. Kayser unternommener Besuch des unteren Rupbachthales ergeben hat.

[2]) Vergl. z. B. Erläut. zu Blatt Wippra, S. 26, 50, 52, Blatt Schwenda, S. 37.

[3]) Da Gümbel und Rosenbusch die Gesteine der Winzenburg (Diorite von C. W. C. Fuchs und anderer Autoren) zum Proterobas stellen, scheint auch darin braundurchsichtige Hornblende vorzukommen neben der vorherrschenden grünen;

um so bezeichnender und zugleich ein Beweis gegen die Ansicht jener Autoren. Aus den Schiefer-, Grauwacken- und Kalkhornfelsen des Harzes ist mir braundurchsichtige Hornblende nicht erinnerlich, noch weniger aber aus einem Diabas [1]) oder einem Schichtgestein der regional-metamorphischen Zonen. Der Hauptunterschied liegt somit in der relativen Stärke (beziehungsweise im Vorhandensein oder Fehlen) des Pleochroismus grüner uralitischer oder strahlstein- bis amiantähnlicher Hornblenden. Diese Farbigkeit ist, in Uebereinstimmung mit dem eben berührten sporadischen Vorkommen des braundurchsichtigen eisenoxydreicheren [2]) Minerals, in den Hornblenden der Hornfelse und Diabashornfelse durchschnittlich eine ganz ersichtlich intensivere, als in den Hornblenden der Schiefer- und Flaserdiabase, der Grünen Schiefer und Diabascontactgesteine aus der Zone von Wippra und aus der Zwischenregion zwischen dem Brocken- und Rammberggranit, welche letztere sehr häufig geradezu als ganz lichtgrünlich- oder bläulich- bis silbergrauer, wasserhell bis hellgelblich durchsichtiger, apleochroitischer Strahlsteinasbest bezeichnet werden müssen. Man braucht nur an die »Katzenaugen« von Treseburg zu erinnern, um ein bekanntes hierhergehöriges Beispiel anzuführen, das weiter aufwärts an der Bode im Diabas der Präceptor-Klippe zusammt den beibrechenden Mineralien, Kalkspath, Albit und

in meinen Präparaten habe ich fast vergebens danach gesucht, was indessen Angesichts des schon dem blossen Auge auffälligen Wechsels in dem Grad und der Art der Umwandlung dieser metamorphosirten Diabase nichts gegen die Beobachtung jener Forscher beweist.

[1]) Dagegen giebt A. Schenck a. a. O. S. 52 braune Hornblende local als Neubildung in einem Diabas des Oberen Ruhrthales an, ich selbst kenne sie aus dem Gabbro der Schlegeler Berge.

[2]) Weitaus die meisten Silicate, die einen namhaften Pleochroismus besitzen, sind eisenoxydhaltig, oft geradezu eisenoxydreich. Manche Uralitpseudomorphosen in den Diabashornfelsen zeigen um den noch erhaltenen Augitkern zunächst eine weniger gefärbte und kaum pleochroitische, dafür aber mit Magneteisenkrystalliten gespickte Hornblendezone, weiter nach aussen folgt dann eine lebhafter pleochroitische, blau- bis gelbgrüne, örtlich braunfleckige Zone ohne Magnetit, so dass hier der Zusammenhang zwischen der Intensität des Pleochroismus und der Aufnahme des Eisenoxydoxyduls in das Silicat ganz ersichtlich ist. Aehnlich ist das Verhältniss zwischen dem Ferrit-Pigment und dem braunen pleochroitischen Glimmer im Diabashornfels.

Axinit, wiederkehrt. In Diabasen vom Neuen Gehege, von Friesdorf und Biesenrode bei Wippra überwuchert der Amiantfilz dergestalt die übrigen Neubildungen und die spärlichen, aber sehr deutlichen Augit-Reste und diejenigen anderer Primärmineralien, dass die Gesteine wie Amiantschiefer aussehen; erst die Uebergänge in weniger veränderte, noch massigere Diabase, und die schöne Contactreihe längs des Vorkommens im Neuen Gehege helfen dem Urtheil auf die richtige Spur [1]). In dem Diabas-Steinbruche des Thalgrundes zwischen Mönchs- und Ramsenberg, am Galgen- und Lohberge u. a. a. O. bei Wippra, wo asbestartige Hornblende z. Th. in Verwachsung mit Albit, Quarz, Kalkspath und Chlorit spärlicher im Gestein selbst, als auf dessen Klüften auftritt, könnte man sich nach Treseburg versetzt fühlen; aber es fehlt hier der Axinit.

Ich habe an anderer Stelle [2]) schon ausgesprochen, der Axinit sei im Harz an die Nachbarschaft des Granits gebunden und dies dahin erklärt, dass die bei der Turmalinbildung im Hornfels und in dem ihm zunächst angrenzenden Granit so sichtlich wirksame Borsäure die Eruption des Granits in Thermen oder als Exhalation begleitet und auf die kalkhaltigen Silicate im Diabas eingewirkt habe. J. Roth hat seitdem in seiner Allgemeinen und chemischen Geologie darauf hingewiesen, dass die Borsilicate unabhängig vom Granit ebenfalls vorkommen und die Borsäure in der Substanz der Gesteine selbst, also hier im Diabas, ihre Quelle habe. Ich kann dem nicht ohne Weiteres beitreten, wenigstens nicht für den vorliegenden Fall. Der Nachweis von Bor aus einem Primärmineral des echten Diabas ist mir unbekannt [3]); secundäre Bormineralien im Diabas aus Gegenden, welche keine zu Tag ausgehende eugranitische Eruptivmasse der Granit-Gabbro-Reihe

---

[1]) Vergl. Erläut. zu Blatt Wippra, S. 45 bis 49, S. 52 ff.

[2]) Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde in Berlin, Januar 1880.

[3]) Der Monzoni-Diabas, aus dem vom Rath Turmalin anführt, trägt geologisch die Rolle eines Gabbro, so dass ich ihn lieber Augit-Gabbro nennen möchte; auch im Harz kommt der Turmalin nach meiner Erfahrung in basischen augithaltigen Eruptivmassen des Brocken-Massivs, wie in dem durch Keibel analysirten Gesteine von der Hohne (Augit-Granitit bis Augitquarzdiorit) vor.

(oder kein entsprechendes Eruptivgestein der Porphyr-Melaphyrreihe) in durchgreifendem Verbande mit dem den Diabas einschliessenden Schichtgebirge aufweisen, liefern aber nur Negativbeweise. Es ist ja eben gerade der schon zu Anfang dieser Abhandlung betonte Vorzug des Harzes, dass man in ihm in sehr geringem Abstand die Mineralbildungen des in der Nachbarschaft des Granits anstehenden Gebirgs mit denjenigen in dem gleichen Gebirge ausserhalb des Granitbereichs vergleichen kann. Unter diesem Gesichtspunkte verdienen die Axinit-Vorkommen im Harze eine etwas eingehendere Betrachtung. Zunächst ist die ausserordentlich beschränkte Anzahl dieser Vorkommen: Treseburg und Umgebung, Heinrichsburg bei Mägdesprung und Umgebung aus der Nachbarschaft des Rammbergs, Wormkethal [1]) und St. Andreasberg aus der des Brockens, im Verhältniss zu den vielen Tausenden Diabas-Vorkommen des Harzes — das Messtischblatt Pansfelde allein zählt ungefähr tausend – sehr auffällig. Hieraus scheint mir doch zu folgen, dass selbst dann, wenn die Borsäure von Haus aus im Diabas vorhanden nachgewiesen wäre, es der besonderen geologischen Bedingungen, die sich an die Granit-Eruption knüpfen, bedurfte, um dieselbe für die Axinit-Bildung beweglich zu machen. Aber selbst im Hinblick auf die immer noch recht zahlreichen aus dem Granit-Bereich bekannten Diabasvorkommen ist die Anzahl der seit Hausmann, Jasche und J. C. L. Zincken kaum vermehrten Axinit-Fundpunkte eine sehr geringe zu nennen. Das spricht viel mehr für locale Thermen oder Exhalationen, als für eine allgemeiner wirkende Ursache. Zudem ist der Axinit im Harz nicht allein aus dem Diabas bekannt, sondern er kommt auch örtlich in Gemeinschaft mit Grossular in Kalkhornfelsen aus der Nachbarschaft von Schierke und, falls ich mich recht entsinne, auch auf Klüften eines Kalkhornfelses zwischen Treseburg und Friedrichsbrunn, hier jedoch ohne Granat, vor. Hier haben

[1]) Herr Director Schleifenbaum in Elbingerode hat sich das Verdienst erworben, den durch Jasche zuerst bekannt gemachten, seiner näheren Lage nach aber in Vergessenheit gerathenen Fundpunkt im Diabas wieder aufzusuchen. Er liegt auf dem nördlichen Ufer des Wormkethales ein wenig thalabwärts von der Stelle, wo der direkte Fahrweg von Elend nach der Hohne das Thal kreuzt.

wir also das Mineral ganz zweifellos in der Reihe der Granitcontactmineralien, wozu dasselbe auch nach dem durch WEBSKY bekannt gewordenen Vorkommen aus dem Granit von Striegau gehört.

Es ist nun für den Gang unserer Betrachtung nicht unwichtig anzumerken, dass im Wormkethale und zu St. Andreasberg, wo der Axinit (auch Datolith) mit auf den Erzgängen einbricht, der Grossular, als notorisches Granit-Contactmineral, ebenfalls in seiner Begleitung an der Aussengrenze des Granit-Contacthofs auftritt, während er bisher von der Heinrichsburg im Vorhofe des Granits [1]) nicht bekannt geworden ist und namentlich zu Treseburg und an der Praeceptorklippe, als den am weitesten vor den Granitcontacthof vorgeschobenen Punkten fehlt. An der Heinrichsburg tritt noch lebhaft grüne strahlsteinartige Hornblende mit dem Axinit im Vorhofe auf und nicht weit davon entfernt brechen, ebenfalls noch ausserhalb des Knotenschiefer-Ringes, Kalkhornfelse ein, zu Treseburg dagegen ist der ganz licht gefärbte Hornblende-Asbest der Begleiter des Axinits und in den Diabasen der Zone von Wippra fehlt der Axinit unter den mit dem Asbest zusammenvorkommenden Mineralien [2]).

Wenn uns diese stofflichen Unterschiede zwischen den Mineralbildungen der Granit-Contactmetamorphose und denjenigen der Regional- oder Dislocations-Metamorphose aus ein und demselben palaeozoischen Gebirge selbst feinere Abstufungen vorführen, so drücken sie doch zugleich gerade durch die Abstufung des Unterschieds die auch sonst aus der ganzen geologischen Rolle des Vorhofs und der des untypischen Contacthofs (chloritführende Hornfelse bei Friedrichsbrunn u. s. w. [3])) abzuleitende Erfahrung aus, dass ein absoluter geologischer Unterschied zwischen der

[1]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Harzgerode, S. 50.

[2]) Dagegen fehlt der Axinit neben Albit und bald amiantartiger, bald kräftig pleochroitischer Hornblende im Taunus, mit dem die Zone von Wippra gewisse geologische Analogieen besitzt (cf. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1873, Bd. XXV, S. 754), nicht, wie denn im Taunus auch Flussspath vorkommt, der, meiner Erfahrung nach dem rheinischen Schiefergebirge sonst selbst auf den Erzgängen ganz fehlt. In Westfalen »soll« er einmal auf einem Erzgange beobachtet sein.

[3]) Vergl. Erläuterungen zu Blatt Harzgerode, S. 61—64.

Granit-Contactmetamorphose und der Dislocationsmetamorphose überhaupt nicht existirt.

Diese Erfahrung hebt indessen die erwähnten recht augenfälligen relativen Unterschiede nicht auf. Diesen hinzuzufügen wäre noch, dass auch andere dem Granat geologisch oder chemisch verwandte Kalksilicate aus den Hornfelsen wie der Vesuvian und der grüne Augit, und ebenso die Marmorbildung den Kalksteinen der regionalmetamorphischen Zonen des Harzes fehlen, während der Epidot wieder beiderlei metamorphischen Bildungsweisen gemeinsam ist, gleichwie der Albit[1]); desgleichen fehlen Cordierit, Flussspath und soweit bekannt auch Magnetkies ausserhalb der Contacthöfe[2]) und Turmalin, Titanit und Rutil spielen darin, zum wenigsten örtlich, theils durch ihre Menge, theils durch die Grösse der zur Ausbildung gelangten Individuen eine sichtlich hervorragendere Rolle, als in den regionalmetamorphischen Zonen. Umgekehrt ist freies Eisenoxyd weit bezeichnender für die Gesteine der letzteren Zonen, während es in den Hornfelsbildungen zwar nicht stets, aber doch recht häufig ganz zurücktritt[3]). Ebenso verhält es sich mit Beimengungen organischer Substanz. Alles in Allem weisen uns die angegebenen substanziellen Unterschiede darauf hin, dass im Harz die Granit-Contactmetamorphose unter höherer Temperatur erfolgt ist, als die Dislocationsmetamorphose und dass

---

[1]) Vergl. die Analysen der Albite vom Agnesdorfer Berge, aus dem Leinethale bei Mohrungen und aus dem Neuen Gehege bei Wippra in d. Erl. z. Bl. Schwenda S. 9, Bl. Wippra S. 8 und 56; ebenda S. 49 und 50 ist das Zusammenvorkommen von Albit und Epidot in den metamorphischen Diabasen des Pferdekopfs und des Hohensteins besprochen, dem das Vorkommen im Diabas der Pfaffenköpfe bei Neuwerk und das von der Schöneburg bei Ludwigshütte aus dem Zwischengebiete zwischen Brocken und Rammberg beispielsweise gegenübergestellt werden mag.

[2]) Selbstverständlich abgesehen von den Erzgängen des Unterharzes, über welche man dieses Jahrbuch 1881, S. 46 ff. und Zeitschr. d. Deutsch. geol Ges. 1882. Bd. XXXIV, S. 660 ff. vergleiche.

[3]) Das einseitige Auftreten des Karpholiths in der Zone von Wippra kann nicht zum Vergleich herangezogen werden, da es an eine Faciesbildung, die Buntschieferzone, gebunden ist, die in dem normalen Gebirge in der Umgebung der Granite bisher nicht bekannt geworden ist; im Zwischengebiete zwischen Brocken und Rammberg ist die Zone da, führt aber in Quarz nur Chlorit, keinen Karpholith.

sich die erstere unter besonderen, örtlich ungleich wirkenden, begleitenden Umständen (Emanationen von Bor- und Fluorverbindungen), vollzog, welche ausserhalb des Contacthofs oder des sich daran anschliessenden Vorhofs keine Spur ihrer Wirksamkeit, es sei denn auf den Erzgangspalten, zurückgelassen haben.

Es kann keine Rede davon sein, dieses Resultat zu verallgemeinern und ohne Weiteres auf andere paläozoische krystallinische Schieferzonen, geschweige denn auf die absichtlich ausser Betracht gelassenen Urschiefer auszudehnen. Ein Vergleich mit den gediegenen Resultaten H. REUSCH's aus dem Bergenstift und A. RENARD's [1]) und GOSSELET-BARROIS's [2]) aus dem belgischen Silur und Devon, dem sich vielleicht noch eine Hindeutung auf das meines Wissens nicht mit Granit oder einem anderen Eruptivcontact in Beziehung stehende Granat-Vorkommen von Sparnberg (cf. GUEMBEL, Fichtelgebirge S. 293) im ebenfalls palaeozoischen oberen Saal-Gebiet anreihen liesse, würde nur geeignet sein, zu zeigen, dass die Gesteine der Regional- oder Dislocationsmetamorphose anderwärts denjenigen der Granitcontactmetamorphose viel ähnlicher werden können, als dies im Harz der Fall ist.

Es sollen diese einleitenden Betrachtungen zunächst überhaupt weniger der Hervorhebung jenes Unterschieds, als vielmehr dazu dienen, die geologische Bedeutung der metamorphischen Eruptivgesteine in das richtige Licht zu setzen. Dies glaubte ich am besten dadurch zu erreichen, dass ich gewisse structurelle und substanzielle Eigenschaften hervorhob, welche den unter gleichen geologischen Bedingungen auftretenden metamorphischen Schichtgesteinen und Eruptivgesteinen gemeinsam sind, und dass ich den Wechsel betonte, dem diese Eigenschaften in beiden Gesteinsgruppen zugleich unterworfen sind, da wo in ein und demselben Gebirge die geologischen Einwirkungen darauf andere waren. Es lässt sich dieser Zweck freilich auch in allgemeinerer Weise verfolgen. Es bedarf beispielsweise nur des Hinweises auf die von TÖRNEBOHM so trefflich beschriebenen Diabase

---

[1]) A. RENARD: Roches grénatifères et amphibolifères de la région de Bastogne.

[2]) J. GOSSELET: Sur la faille de Remagne et sur le métamorphisme, qu'elle a produit.

Schwedens, eines Vergleichs derselben untereinander und mit den Diabasen des Harzes und anderer stark gefalteter oder von Granit-Stöcken durchsetzter paläozoischer Gebiete: welch' ein Unterschied zwischen den merkwürdig frischen Gesteinen der nicht dislocirten silurischen Trappberge, des Hunnebergs und der Kinnekulle, und jener bis zur Unkenntlichkeit unter Druckschieferung und Streckung metamorphosirten Diabastypen von Wippra in dem relativ jüngeren hercynischen Phyllit oder jenen damit gleichalterigen Diabashornfelsen aus der Umgebung des Brocken- und Rammberggranits! und welche Analogie dann wieder zwischen diesen hornblende-, biotit- und granatführenden Diabashornfelsen und den dieselben Mineralien aufweisenden »dioritisch« gewordenen lagerförmigen Hyperiten im Jern-Gneiss Wermlands, den nordischen Vertretern der amphibolisirten Gabbros aus Sachsen, Böhmen, Schlesien und anderer europäischer Aequivalente der von Williams beschriebenen Gesteine von Baltimore![1]) Oder es liessen sich Betrachtungen anstellen über die geologische Verbreitung des Uralits in den palaeoplutonischen[2]) Diabasen, den mesoplutonischen Melaphyren und den neoplutonischen Doleriten des ausseralpinen Deutschlands, um daran die Abnahme der Umbildung der Eruptivgesteine mit dem geringeren Maasse ihrer Dislocirung darzuthun, das hier mit dem relativ jüngeren Alter im geraden Verhältnisse steht, bei dem Vergleiche der Kinnekulle mit den Harzdiabasen dagegen im umgekehrten.

Solche allgemeineren Erörterungen haben gewiss ihre innere Berechtigung und regen in vieler Hinsicht mehr an, als die auf einem eng begrenzten Felde sich bewegenden Detail-Untersuchungen. Es ist aber nicht zu verkennen, dass auf einem so schwierigen Forschungsgange, wie derjenige es ist, der tiefer einführt in das Gebiet des Metamorphismus und der krystallinischen Schiefer, das kühne Zusammenfassen weit auseinander liegender Resultate

---

[1]) Preliminary Notice of the Gabbros and associeted Hornblende rocks in the vicinity of Baltimore.

[2]) Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1883, Bd. XXXV, S. 215, sowie zur näheren Erläuterung Sitzungsber. d. Ges. naturforsch. Freunde in Berlin, Nov. 1883, S. 172, Anm. [1]) und S. XXVIII in diesem Jahrbuche.

besondere Gefahren für die Forschung mitsichbringt. Der von C. F. Naumann vorgezeichnete Weg, zunächst diejenigen krystallinischen Schiefer gründlich zu untersuchen, welche den integrirenden Antheil eines palaeozoischen Gebietes ausmachen, will mir auch heutzutage noch, wo auf dem entgegengesetzten Wege so vortreffliche Resultate wie ein Theil der durch J. Lehmann jüngst mitgetheilten erzielt worden sind, der zuverlässigere erscheinen. Dies ist der Grund, weshalb ich vorderhand mich gern auf das versteinerungsführende Gebirge und seine Eruptivgesteine in meinen Studien über Metamorphismus beschränke und am liebsten ganz nahe beisammenliegende Beobachtungspunkte vergleiche. Es wird so am besten jene Complication in der Beurtheilung metamorphischer Gesteine vermieden, welche darin besteht, dass man leicht ursprüngliche Faciesverschiedenheiten mit unter die Resultate des Umbildungsprocesses einbegreift.

Was uns nun hauptsächlich noththut, um jene Sicherheit und Stätigkeit in das Studium des Metamorphismus zu bringen, die nur durch das übereinstimmende Urtheil der Fachgenossen erzielt werden kann, das sind gute Bilder nach sorgfältig ausgewählten Dünnschliffen von eigenhändig an Ort und Stelle gesammeltem Gestein, welche primäre Structuren und primäre Mineralien von den secundären sicher unterscheiden lehren. Die Photographie reicht dazu nicht aus, sie stellt erfahrungsgemäss die feineren Structuren nicht mehr klar her, sie kann also nur die Arbeit unterstützen. Die auf der Tafel beigegebenen zwei Bilder, die als erste Probe einer fortlaufenden Serie von Darstellungen metamorphischer Gesteine erscheinen, sind unter meiner Leitung durch den Zeichner der Geologischen Landesanstalt, Herrn W. Puetz, mit grosser Sorgfalt mittels eines auf das Mikroskop aufgesetzten Zeichenprismas entworfen und unter verschiedener Anwendung des einfachen oder parallel polarisirten Lichtes, resp. bei gekreuzten Nicols, je nach Bedürfniss, getuscht. Das Berliner lithographische Institut hat dann sein Möglichstes gethan, um allen Anforderungen gerecht zu werden, und die Direction der Kgl. Geologischen Landesanstalt hat in gewohnter Liberalität ihrerseits keine Kosten zur Herstellung gescheut: allen Mitwirkenden

meinen aufrichtigen Dank! Ebenso dankbar werde ich jedem Fachgenossen sein, der mich auf Mängel in der Ausführung aufmerksam machen oder meinen Plan auf sonstige Weise unterstützen will.

Die Gründe, weshalb ich mich zuerst den metamorphischen Eruptivgesteinen zugewandt habe, erhellen aus der vorstehenden Einleitung zu den Einzelbildern. Dass ich zunächst speciell metamorphosirte Diabase ausgewählt habe, ist nach der Zusammensetzung des Harzgebirges ebenso leicht verständlich. Es sind aber auch diese Gesteine, zumal die von Haus aus holokrystallinen und deutlich strahlig-körnigen Varietäten, wegen ihrer überaus charakteristischen ursprünglichen Structur, namentlich wegen der Ausbildung des primären Feldspathleistenwerks, und überdies wegen der grossen Mannichfaltigkeit ihrer Umbildungserscheinungen besonders geeignet, um damit den Anfang zu machen.

Die beiden in ca. fünfzigfacher linearer Vergrösserung dargestellten Bilder bringen zwei sehr verschieden stark umgebildete Diabasvorkommen aus der regional-metamorphischen Region des Südostharzes zur Darstellung: ein solches mit erhaltener Primärstructur aus der Grenzregion gegen das normalere Gebirge und ein solches mit ganz zerstörter Primärstructur aus dem windschief aufgestauten und z. Th. überschlagenen Südostrande, wo die Umbildungserscheinungen den höchsten Grad erreichen. Mit diesem Gegensatze heben sie zugleich den Gegensatz zwischen dem primären, leistenförmig ausgebildeten und divergent strahlig angeordneten Plagioklas (Labrador) und dem secundären, körnig ausgebildeten, mosaikartig angeordneten Plagioklas (Albit) deutlich hervor. Das Uebrige ergeben die speciellen Erläuterungen zur Tafel XXIX auf den folgenden Seiten.

Erklärung zu Tafel XXIX.

Fig. 1. Nur die Feldspäthe, der Apatit, Kalkspath und Chlorit sind bei Nic. + (gekreuzten Nicol-Prismen) dargestellt.

Strahligkörniger, schwachflasriger Diabas, SO. von Passbruch (Erl. z. Bl. Schwenda, S. 35), ungefähr an der Grenze der regional-metamorphischen Zone des Südostharzes gegen das normalere Schiefergebirge. Die angewitterten und daher graubestäubten, örtlich von Spältchen durchsetzten, divergirend langgestreckten, nach dem Albitgesetz mehrfach verzwillingten Labrador-Leisten lassen die Primärstructur des Gesteins noch sehr gut erkennen, rechts unten eine Tafelfläche (*M*). Darüber, zwischengeklemmt zwischen den Labrador, ein im gewöhnlichen Lichte dargestellter, nahezu basaler Augit-Durchschnitt mit roh prismatischen Spaltrissen, pinakoidale Spaltbarkeit kaum angedeutet. Ferritische Ueberzüge bilden dunkelbraune Flecken darauf, während die licht graugelblichen Partieen darin, die sich auch in der angrenzenden Labrador-Leiste angesiedelt haben, Kalkspath darstellen sollen (Nic. +), dessen Irisiren sich nicht wiedergeben lässt. In der Mitte unten eine zwischengeklemmte gebräunte Titaneisenerztafel (cf. Cathrein), fast genau gegenüber, nahe dem oberen Rande, ein kleines Korn desselben Minerals. In dem oberen Ende der nach links oben divergirenden Labrador-Leiste sind drei Apatit-Nädelchen eingewachsen. Die übrigen Maschen des Labrador-Leistennetzes und die Risse im Labrador und Augit, sowie die Grenzen zwischen beiden und zwischen der Titaneisentafel und der angrenzenden Labrador-Leiste u. s. w. sind erfüllt von Chlorit und Albit (vielleicht mit einzelnen Quarzkörnchen untermischt). Ersterer, an der charakteristischen, dunkelblauen Farbe (Nic. +) leicht kenntlich, zeigt deutlich die blättrige Structur und enthält links unten drei schwarze Magneteisenkörnchen als secundäre Ausscheidungen. Der Albit, der in den Spaltrissen des Augits fehlt, in denjenigen des Labrador mit Chlorit zusammen auftritt, erfüllt vorzugsweise den mittleren oberen Theil des Bildes. Im Gegensatze zu dem primären Plagioklas ist dieser secundäre nicht als Leistwerk, sondern als mosaikartiges Pflaster ausgebildet, ist nicht getrübt, sondern wasserhell und zeigt nur an zwei Stellen, rechts und links einer kleinen in das Albit-Mosaik hineinragenden Labrador-Leiste, Zwillingslamellen.

Fig. 2. Nur die Feldspäthe und der Kaliglimmer sind bei Nic. + dargestellt.

Körniger, schwachflaseriger Diabas von der Westseite des Hohensteins bei Grillenberg aus der Grünschieferzone des regional-metamorphischen Südostharzes (Erl. z. Bl. Wippra, S. 28 u. 50). Der Gegensatz zwischen der primären und secundären Feldspathbildung ist derselbe wie in Fig. 1, aber die primäre Structur des Gesteins ist völlig zerstört; die noch mehr getrübten und die Zwillingszeichnung nur mehr in verwaschenen Schatten darbietenden Labrador-Leistchen von viel kleinerer Dimension als in Fig. 1 sind nur ganz sporadisch und meist nur da erhalten, wo sie durch Einzapfung in die grossen Augitkörner Schutz vor der Zerstörung fanden, wie der das mittlere Drittel des Bildes erfüllende, nahezu prismatische Augit-Durchschnitt zeigt. Die Darstellung des Augits und des Titaneisenerzes ist sonst die gleiche wie in Fig. 1. Grössere Krystallkörner und auseinandergerissene Brocken des ersteren und kleinere, seltenere des letzteren Minerals sind durch die vorwiegend körnigen, spärlicher flasriger Neubildungen in secundärer Mosaik-Structur verbunden. Das Albit-Mosaik ist feinkörniger als in Fig. 1 und zeigt dementsprechend keine Zwillingstreifung, es ist hier mit citrongelbem, örtlich durch Ferrit-Auflagerung gebräuntem Epidot-Mosaik gepaart; die flasrigen Mineralien sind lichter Glimmer mit pfauenschweifig bunten Polarisationsfarben (bes. oben in der Mitte zwischen Epidot und Augit), und Chlorit, der hier bei abgedecktem oberem Nicol schwachen Dichroismus in gelb- bis blaugrünen Farbentönen zeigt.

Die märkisch-pommersche Braunkohlenformation und ihr Alter im Lichte der neueren Tiefbohrungen.

(Auszug.)[1]

Von Herrn **G. Berendt** in Berlin.

Als LOSSEN sein Werk über den Boden Berlins schrieb, gab es erst zwei Tiefbohrungen in Berlin, welche derselbe als »Tertiärbrunnen«[2]) bezeichnen und aus ihnen die Unterlagerung der märkischen Braunkohlenformation statt des erwarteten mitteloligocänen Septarienthones unter dem Berliner Diluvium nachweisen konnte. Inzwischen sind dieselben Schichten der Braunkohlenformation nicht nur in nicht weniger als 15 neuen Bohrlöchern und zwar in noch namhaft geringeren Tiefen (bei 51,25, bei 46 und bei 40 Metern unter Terrain, entsprechend ca. 46,75, 41,8 und 35,5 Metern unter dem Nullpunkt des Berliner Dammmühlen-Pegels, in der Nähe des nördlichen Thalrandes sogar in 36, 35 und 32 Metern) erreicht, sondern bei fünf dieser Tiefbohrungen auch in ihrer ganzen Mächtigkeit durchsunken worden.

Es hat sich dabei die interessante Thatsache ergeben, dass in sämmtlichen 5 Bohrlöchern (in dreien bei 130, in den andern bei 132 und 140 Metern unter Terrain) unter der Braunkohlenformation regelrecht ein hellblaugrauer, fetter, kalkhaltiger Thon lagert, den ich bereits in der auf dem Geologentage des Jahres 1880 überreichten »Geognostischen Beschreibung der Gegend von Berlin« (S. 36) seiner ganzen äusseren Erscheinung nach dem, in etwa

---

[1]) Die folgenden Zeilen geben einen vorläufigen Auszug einer, unter obigem Titel zum Drucke bestimmten ausführlicheren Abhandlung.

[2]) Der Boden Berlins S. 1116.

$1^1/_4$ Meile von Berlin zu Tage tretenden mitteloligocänen Septarienthone gleichstellen zu dürfen glaubte.

Für eine solche Annahme sprach nämlich des Weiteren, dass auch in dem etwa 2 Meilen westlich gelegenen Spandau ein in der dortigen Citadelle gestossenes Bohrloch bei 154 Metern in genau denselben Thon gerieth. Der Thon wird jedoch nicht unmittelbar von Sanden der Braunkohlenformation überlagert, zeigt vielmehr eine etwa 16,5 Meter mächtige Zwischenlagerung glaukonitischer Schichten, welche nicht nur der Auflagerung glaukonitischer Sande auf dem Septarienthone von Buckow und einem ähnlichen, seiner Zeit von Beyrich beobachteten, auch mir bekannt gewesenen, jetzt verschwundenen Vorkommen über dem Septarienthone des, Hermsdorf benachbarten Lübars entspricht, sondern auch zahlreiche, gut erhaltene Schaalreste führt.

Es fanden sich nach Dames' und Speyer's damaliger gütiger Bestimmung *Pectunculus Philippii* Desh., *Cardium cingulatum* Goldf., *Cyprina rotundata* A. Braun und eine *Caryophyllia granulata* v. Mstr., so dass nicht nur das mitteloligocäne Alter der Zwischenlagerung ausser Zweifel steht, dieselbe vielmehr in gleicher Weise wie die Buckower Auflagerung auf dem Septarienthone für ein Aequivalent der mitteloligocänen Stettiner Sande erklärt werden muss.

Wenn somit, trotzdem für Bestimmung des Thones selbst weder in Spandau noch in Berlin ein direkter palaeontologischer Anhalt gegeben war — auch Abschlemmung desselben ergab weder hier noch dort die erwarteten mikroskopischen Einschlüsse — die ausgesprochene Vermuthung, dass wir es mit Septarienthon zu thun hätten, zu hoher Wahrscheinlichkeit geworden, so hat der inzwischen stattgefundene Fortgang der Bohrung in Spandau durch allmälige Auffindung der charakteristischen Fauna des Septarienthones allen Zweifel gehoben.

In der ungefähr gleichen Tiefe von der Oberkante des Thones, in welcher das andern Ortes[1]) näher beschriebene Wigankow'sche

---

[1]) In einer im Druck befindlichen Abhandlung: »Neuere Tiefbohrungen zwischen Elbe und Oder«.

Bohrloch in Berlin vollständig zerstossene, unbestimmbare Schaalreste geliefert hatte, zeigten sich auch in Spandau die ersten Spuren.

Es fanden sich hier namentlich in der Tiefe von 250 bis 313 Metern:

Pelecypoden:	Gastropoden:
Cardium comatulum BRAUN	*Fusus elongatus* NYST.
Pecten permistus BEYR.	» *rotatus* BEYR.
Nucula Chastelii NYST.	*Cancellaria evulsa* SOL.
Leda Deshayesiana NYST.	*Natica glancinoides* NYST.

Ausserdem: *Dentalium Kickxii* NYST.
» *seminudum* DESH.

Was aber in Spandau somit thatsächlich bewiesen ist, muss bei der vollkommenen Gleichheit des in Rede stehenden Thones, der nahezu gleichen Lage und grossen Mächtigkeit, sowie in Anbetracht des Umstandes, dass auch in Spandau die oberen Lagen desselben versteinerungsleer gefunden wurden, in gleicher Weise auch für die Berliner Bohrungen gelten. Der Septarienthon, dessen Oberkante in Hermsdorf mindestens um 4 Meter das Niveau des Spreethales in Berlin überragt, lagert somit in Berlin, bei etwa $1^1/_4$ Meile Entfernung, um mehr als 134 Meter, in Spandau, bei etwa $1^1/_2$ Meile, um mehr als 158 Meter tiefer und zeigt an letzterem Orte eine Mächtigkeit von fast genau 160 Metern.

Das bei weitem wichtigste Ergebniss dieses an sich interessanten Bohrresultates ist nun aber die hiernach feststehende Thatsache, dass zum mindesten ein Theil der märkischen Braunkohlenformation nicht, wie bisher angenommen, unter, sondern auf dem Septarienthone lagert. Es entsteht demgemäss nothwendig die Frage: ist die in Berlin durchsunkene Braunkohlenformation als eine obere, durch den Septarienthon von der unteren getrennte Partie zu betrachten und somit die märkische Braunkohlenformation in 2 Etagen zu sondern, oder lagert vielleicht die gesammte, uns bekannte märkische Braunkohlenformation auf dem Septarienthone?

Letzteres würde eben mit der bisher geläufigen Anschauung in unmittelbarem Widerspruche stehen, veranlasste mich aber eben zur Prüfung der Gründe, welche für diese, bereits ein Menschenalter hindurch geltende, auch mir bisher für zweifellos feststehende Lagerungsfolge einst maassgebend gewesen. Da stellt sich denn aber die eigenthümliche Thatsache heraus, dass positive Beweispunkte hierfür überhaupt nicht vorhanden sind.

Als Beyrich im Jahre 1847 seine Monographie über den Septarienthon von Hermsdorf [1]) schrieb und vor den erstaunten Blicken der deutschen Geognosten zum ersten Male einen, durch eine charakteristische Conchylienfauna leicht erkennbaren Horizont für die Beurtheilung des norddeutschen Bodens von Belgien her über Magdeburg und Berlin bis an die Küsten des ostpreussischen Samlandes entrollte, mit einer Klarheit, wie sie nur durch die nach dieser Seite hin speziellere Publikation desselben Autors und die ihr beigegebene Karte vom Jahre 1856 übertroffen wird; da war eben über die Lagerungsverhältnisse der Braunkohlenbildungen nichts weiter bekannt, als dass sie in der Gegend von Cöthen (bei Görzig) vom Septarienthone mit Zwischenlagerung mariner glaukonitischer Sande, der ebenfalls erst von Beyrich in jener Abhandlung (S. 78) zuerst benannten Magdeburger Sande, und NW. von hier in der Gegend zwischen Aschersleben und Biere, von einer petrographisch durchaus gleichen, aber noch älteren, ebenfalls zum Theil unmittelbar vom Septarienthon überlagerten marinen Sandbildung, dem unteroligocänen Lager von Egeln bedeckt wurden [2]). Hieraus, wie aus der Thatsache, dass man damals »durchaus keinen Grund hatte, im nördlichen Deutschland Braunkohlenbildungen verschiedenen Alters anzunehmen« [3]), folgte naturgemäss die Anschauung, dass »die Schichten der Magdeburger Fauna ebenso wie der Septarienthon, eine gleich-

---

[1]) Zur Kenntniss des tertiären Bodens der Mark Brandenburg enth. in Karst. Arch., Jahrg. 1848.

[2]) Beyrich, 1848, a. a. O. S. 6 und 71; 1856, S. 12 und 18.

[3]) Hatte doch Leopold von Buch erst 1851 in einer in der Akademie der Wissenschaften zu Berlin am 20. November gelesenen Abhandlung noch die Behauptung ausgesprochen: »Es giebt nur eine Braunkohlenbildung in Europa.«

förmige Decke des Braunkohlengebirges« seien und dass letzteres sich in gleichmässigem Zusammenhange von der Elbe bis Königsberg und Warschau erstrecke.

Diese den damaligen Aufschlüssen vollkommen entsprechende Anschauung wurde nun aber dadurch, dass in der Folge bei Besprechung der märkischen Braunkohlenformation [1]) PLETTNER, GIRARD, GIEBELHAUSEN u. a., sie ohne weitere Erörterung als eine Thatsache aufführten, gewissermaassen zu einem feststehenden Lehrsatz, mit dem eine erhebliche Anzahl der heutigen Geologen gross geworden sind. Darin hat es denn wieder seinen Grund, dass entgegenstehende Beobachtungen, wie die von KOCH [2]) über die Braunkohle von Dömitz bezw. Bocup und die benachbarten Kohlen von Gühlitz in der Priegnitz und andererseits von ZADDACH [3]) über die Stellung der norddeutschen Braunkohlenformation überhaupt nicht die genügende Würdigung fanden. Auch der von CREDNER 1876 bezw. 1878 geführte Nachweis einer den Septarienthon überlagernden jüngeren Braunkohlenformation der Gegend von Leipzig, ebenso wie der von VON KOENEN in seiner Gliederung des Tertiärs zwischen Guntershausen und Marburg 1879 geführte Nachweis, dass auch dort Braunkohlen über dem Septarienthon vorkämen, wurde zwar als eine interessante Beobachtung aufgenommen, derselben jedoch keine weitere Folge gegeben. Niemand hat wenigstens inzwischen versucht eine Prüfung der Altersstellung der märkischen Braunkohle überhaupt vorzunehmen.

Sehen wir daher zuvörderst, was sich im Allgemeinen für oder gegen die neue Anschauung aus den bisher bekannten Lagerungsverhältnissen der märkischen bezw. der benachbarten Braunkohlenbildungen ergiebt und prüfen wir sodann an der Hand der bisherigen Literatur diese Lagerungsverhältnisse an den einzelnen Oertlichkeiten genau.

---

[1]) PLETTNER 1852, die Braunkohle in der Mark Brandenburg, S. 228. GIRARD 1852, Norddeutsche Ebene, S. 78 u. a.

[2]) Die anstehenden Formationen der Gegend von Dömitz. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1856, S. 249 ff.

[3]) Beobachtungen über das Vorkommen des Bernsteins und die Ausdehnung des Tertiärgebirges in Westpreussen und Pommern, S. 78, 6.

Die schon oben S. 644 in der Anmerkung [1]) erwähnte Abhandlung versucht solches. Es genügt als das Ergebniss des ersteren Theiles derselben hier auszusprechen, dass positive Beweispunkte für das bisher angenommene Alter hier in der Mark oder Pommern überhaupt nicht vorhanden sind, dass vielmehr eine genaue Prüfung der alten, im Lichte der neuen Aufschlüsse überall zur Annahme einer Auf- statt einer Unterlagerung der Braunkohlenformation auf dem Septarienthon führte.

Wenn diese Auflagerung der märkisch-pommerschen Braunkohlenformation auf dem Septarienthon somit eine Thatsache ist, der nicht mehr aus dem Wege zu gehen ist, so ist die zweite auf der Hand liegende Frage diejenige: »Welche Stellung kommt derselben nunmehr statt des bisher angenommenen unteroligocänen Alters zu?« Mit der Lösung dieser Frage beschäftigt sich der zweite Theil obengenannter Abhandlung.

Eine Reihe von Tiefbohrungen im südlichen Theile der Mark bezw. in der Lausitz [1]) hat vor Erreichung alten festen Gebirges unter der Braunkohlenformation marine Ober-Oligocän-Schichten erbohrt, so dass es durchaus keinem Zweifel mehr unterliegen kann, dass die dortige Braunkohlenformation oberoligocänen oder jüngeren als oberoligocänen Alters ist.

Eine Trennung, wenigstens eines Theiles jener Braunkohlenformation der Lausitz von der übrigen märkisch-pommerschen Braunkohlenformation, wie sie von Giebelhausen seiner Zeit versucht worden ist, würde ein anderes Resultat jedenfalls auch nicht haben: denn einmal hält Giebelhausen, welcher bekanntlich in nördliche und südliche Brannkohlenbildungen sondert, die nördlichen, also die eigentlich märkisch-pommerschen für jüngere [2]), so dass hieraus sogar ein miocänes Alter für die nördlichen Bildungen folgen würde, andererseits gehört die dem genannten marinen Ober-Oligocän auflagernde Braunkohlenformation in den meisten der entscheidenden Bohrlöcher (Prior-

---

[1]) Siehe die schon genannte Abhandlung des Verf. »Neuere Tiefbohrungen zwischen Elbe und Oder.«

[2]) Giebelhausen a. a. O., S. 51.

fliess, Gr.-Ströbitz, Hilmersdorf und Dahme) schon der nördlichen Abtheilung selbst an, so dass die Möglichkeit eines grösseren als oberoligocänen Alters höchstens noch für die südliche Abtheilung übrig bliebe. Aber auch diese Annahme wird direkt widerlegt durch ein ziemlich auf der Grenze der nördlichen und südlichen Braunkohlenbildungen angesetztes Bohrloch (Rakow bei Drebkau), welches nach Durchsinkung von 93,5 Meter der nördlichen Braunkohlenbildungen noch 46 Meter der, durch ihre grauweissen Thone charakterisirten südlichen Abtheilung durchörtert hat, ehe es die, auch hier darunter folgenden marinen Ober-Oligocän-Bildungen traf.

Jenes Bohrloch (Rakow) dürfte somit ganz besonders entscheidend sein, indem es nicht nur die GIEBELHAUSEN'sche Annahme bestätigt, nach welcher die südliche Abtheilung die untere bezw. ältere ist, sondern auch beide als mindestens oberoligocän erkennen lässt.

Besteht nun aber einmal dieser deutliche Unterschied, nicht nur in der Beschaffenheit, sondern auch in der Lagerung beider Abtheilungen, von denen sich schon GIEBELHAUSEN schwer vorstellen konnte, wie beide »aus derselben Wasserbedeckung neben einander gleichzeitig sich absetzen konnten« so liegt die Wahrscheinlichkeit doch sehr nahe, dass die untere oder südliche Abtheilung den Schluss der Oligocänzeit bildete, also als Ober-Oligocän selbst noch anzusprechen wäre, die obere oder nördliche bei weitem die grösste Fläche bedeckende schon der Miocänzeit angehört, welcher die Braunkohlenbildungen des benachbarten Mecklenburg durch EUG. GEINITZ ebenfalls schon zugewiesen werden mussten.

Wenn die bisher gewonnene Altersstellung der märkisch-pommerschen Braunkohlenformation zur ersten Voraussetzung eine Gleichalterigkeit aller nördlichen Braunkohlen-Ablagerungen verlangt, so ist dies zwar durch GIEBELHAUSEN seinerzeit schon äusserst wahrscheinlich gemacht[1]) und auch stets, vorher wie nachher, angenommen worden; direkt bewiesen wird aber auch

[1]) a. a. O., S. 51.

dieses erst wieder durch die neueren Tiefbohrungen und zwar zunächst diejenigen in der Berliner Gegend.

War es bei erster Betrachtung derselben im Jahre 1880[1]) noch möglich an ein mitteloligocänes Alter der über dem Septarienthon gefundenen Braunkohlenformation (Wigankow's Bohrloch in Berlin, desgl. in Citadelle Spandau) zu denken, so ist heute, wo, wie oben (S. 641) erwähnt, bereits 5 Bohrlöcher in Berlin ein gleiches Resultat erlangt haben und in ihren genaueren Ergebnissen vorliegen, bei einem Vergleiche der letzteren mit denen der vorerwähnten Bohrungen aus dem Süden der Mark die Abtrennung und Gleichstellung einer Folge feiner Quarz- bis Glimmersande an der Basis der Berliner Braunkohlenformation, als vollständig in Beschaffenheit wie Lagerung mit einer solchen an der Basis der Braunkohlenformation in den südlichen Bohrungen übereinstimmend, nicht nur nahe liegend, sondern geradezu unabweislich. Diese Schichtenfolge ist aber eben die in einigen der südlichen Bohrlöcher (Priorfliess, Gr.-Ströbitz, Rakow) durch inneliegende Schaalreste direkt als Ober-Oligocän erwiesene und wir haben somit auch im Mittelpunkt der Mark, in der Berliner Gegend, einen fünffachen, mit dem Spandauer Bohrloch sogar einen sechsfachen, wenn auch indirekten Beweis für das mindestens oberoligocäne Alter und damit zugleich für die Gleichalterigkeit beziehungsweise Zusammengehörigkeit, zum wenigsten der von Giebelhausen unterschiedenen nördlichen Braunkohlenablagerungen d. h. der ganzen in erster Reihe sogenannten märkisch-pommerschen Braunkohlenformation.

In dem schon eben genannten Spandauer Bohrloch folgt aber unter diesen oberoligocänen Glimmersanden nicht nur in seiner bisher grössten Mächtigkeit von 175,9 Meter und sowohl als Sand- wie als Thonfacies (Stettiner Sand und Septarienthon) entwickelt, das marine Mitteloligocän, sondern unter demselben auch deutliches, ebenfalls marines Unteroligocän.

Die grosse von OSO. nach WNW. das norddeutsche Tiefland noch heute durchziehende Senke, welche sich in der Diluvial-

---

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XXXII, S. 821.

zeit durch das schon mehrfach geschilderte grosse diluviale Stromsystem [1]) bemerkbar macht, war also auch schon vorher während der Tertiärzeit vorhanden. Sie bildete einen, mit seiner Nord- wie Südgrenze schon 1856 von BEYRICH scharf begrenzten, während der ganzen Oligocänzeit bestehenden, sei es nun grossen weiten Busen, sei es hindurchgehenden Arm des Oligocänmeeres, in welchem sich marines Unter-, Mittel- und Oberoligocän ohne Unterbrechung absetzte (Bohrloch Spandau und Bohrloch Dahme), während an seinen Rändern, je nach dem Sinken oder Steigen des Wasserspiegels, üppige Braunkohlenbildung in entsprechender Weise mit den gleichzeitigen Meeresbildungen wechsellagerte.

Bei Beginn der Miocänzeit war jedenfalls von einem Meeresarme keine Rede mehr und der Meerbusen war nach WNW. zurückgewichen bis in die Gegend der unteren Elbe, einer weiten, ganz Nordost-Deutschland mehr oder weniger zusammenhängend bedeckenden Braunkohlenbildung Platz lassend, welche erst durch die Eismassen und Schmelzwasser der Diluvialzeit zum grossen Theil (aber doch fast nirgends ganz) zerstört und in ihrer regelmässigen Lagerung gestört wurde. Mit Hülfe der sich immer mehr Bahn brechenden Eistheorie dürften auch diese Störungen verhältnissmässig leicht erklärt werden, während die Spuren der grossartigen Zerstörung von Braunkohlengebirge sich deutlich in dem Hauptmaterial aller tieferen Schichten des Diluviums wiederfinden.

[1]) Geognostische Beschreibung der Gegend von Berlin, S. 9.

Zechstein-Versteinerungen aus dem Bohrloche in Purmallen bei Memel.

Nachtrag
zu
„Neuere Tiefbohrungen in Ost- und Westpreussen".

Von Herrn **G. Berendt** in Berlin.

Durch ein Versehen ist auf S. 351 des Jahrbuches für 1882 in der obengenannten Abhandlung das Verzeichniss der in der Sammlung der Königl. geol. Landesanstalt aus dem Zechsteine des Bohrloches in Purmallen bei Memel aufbewahrten Versteinerungen ausgelassen worden und gebe ich dasselbe nach den Bestimmungen weiland SPEYER's in Folgendem nachträglich.

1. *Kirkbya (Cythere) permiana* JONES var. *Rössleri* REUSS
2. *Cythere (Bairdia) frumentum* REUSS
3. » » (?) *brevicauda* JONES
4. » » *plebeja* REUSS
5. » » *ampla* REUSS
6. *Dentalina? Permiana* JONES
7. *Serpula pusilla* GEIN.
8. » *Schuberthii* v. SCHAUR.
9. *Dentalium Speyeri* GEIN.
10. *Euomphalus Permianus* KING
11. *Turbo obtusus* BROWN
12. *Turbonilla Phillipsi* HOWSE
13. *Pleurophorus costatus* BROWN

14. *Gervillia antiqua* MÜNST.
15a. *Gervillia ceratophaga* v. SCHLOTH.
15b. » (?) *Sedgwickiana* KING
16. *Pecten pusillus* v. SCHLOTH.
17. *Productus horridus*
18. » *Cancrini* DE VERN.
19. *Terebratula elongata juv.* v. SCHLOTH.
20. *Acanthocladia dubia* v. SCHLOTH.
21. *Stenopora columnaris* v. SCHLOTH., var. *ramosa* GEIN.
22. *Stenopora* sp.
23. 24. Zwei *Hemitrochiscus* ähnliche sp., deren nähere Bestimmung noch aussteht und möglicher Weise ein neues Genus bedingt.

A. W. Schade's Buchdruckerei (L. Schade) in Berlin, Stallschreiberstr. 45/46.

Berichtigungen.

pag. 183 Zeile 3 von oben lies nördliche statt nödliche.
» 192 » 8 » » » circa 700 statt 1500.
» 206 » 17 » » » eisenschüssige statt eisenchüssige.
» 227 » 10 » » » Keratophyr (Quarz-Keratophyr 70 pCt. SiO_2, natronreich, kaliarm) statt Kersantiten.
» 239 » 10 » unten » Penck statt Penk.
» 266 » 14 » oben » Winkler statt Winckler.
» 286 » 2 » » » chorologisch statt chronlogisch.
» 298 » 16 » unten » Weilbachs erhobenen statt Weidbachs.
» 306 » 5 » » » Antlitz statt Anklitz.
» 307 » 12 » oben » Nordsee statt Ostsee.
» 321 » 2 » unten » Siehe statt Siese.
» 341 » 3 » » » Kaiserl. Königl. statt Königl. Kaiserl.
» 353 » 3 » oben » Wallbach statt Wallberg.
» 355 » 18 » » » Rossdorf statt Bossdorf.
» 366 » 4 » » » die erwähnten statt der erwähnten.
» 368 » 3 » » » auch statt noch.
» 368 » 9 » » » In Säure Unlösliches (Sand) statt unlöslicher Säure (Sand).
» 371 » 6 » unten » Lage in der Schichtenreihe statt Lage der Schichtenreihe.
» 374 » 3 » » » an der Bahnlinie statt an den Bahnlinien.
» 377 » 6 » oben » die untere statt die unten.
» 377 » 12 » » » nach statt noch.
» 381 » 1 » unten » auch statt noch.
» 429 » 15 » » » war statt waren.
» 430 » 10 » oben » besitzt statt besitzen.
» 514 lies Auszug aus dem Bericht an die Direction der Königl. geologischen Landesanstalt vom 5. Januar 1884.
» 515 Zeile 14 von unten lies meinen statt den.
» 515 » 9 » » » , (sei statt , sei.
» 515 » 5 » » » $\dddot{\mathrm{Al}}^2 \ddot{\mathrm{Si}}^3 + 2 \dot{\mathrm{Mg}} \ddot{\mathrm{Si}}$ statt $\dddot{\mathrm{Al}} \ddot{\mathrm{Si}}^3 + 3 \dot{\mathrm{Mg}} \ddot{\mathrm{Si}}$.
» 515 » 4 » » » $\dddot{\mathrm{Al}} \dddot{\mathrm{Si}} + \dot{\mathrm{R}} \ddot{\mathrm{Si}}$ statt $\dddot{\mathrm{Al}} \ddot{\mathrm{Si}} + \dot{\mathrm{R}} \ddot{\mathrm{Si}}$.
» 521 » 1–3 » » » aber entlang der Weistritz . . . mehr zusammenhängende Gneissentblössungen als statt aber mehr zusammenhängende Gneissentblössungen entlang der Weistritz.
» 524 » 11 » oben » nach statt noch.
» 529 » 8 » unten » punktirten statt dünnen.
» 530 » 1 » » » 80 S statt 80,5
» 535 lies Auszug aus dem Bericht an die Direction der Königl. geologischen Landesanstalt vom 22. December 1883.
» 547 Zeile 15 von oben lies minus statt bis.
» 548 » 10 » » » Grocksch's statt Grockscher's.
» 561 » 1 » unten lies realen statt vielen.
» 563 » 14 » oben » unter anderen statt und andere.







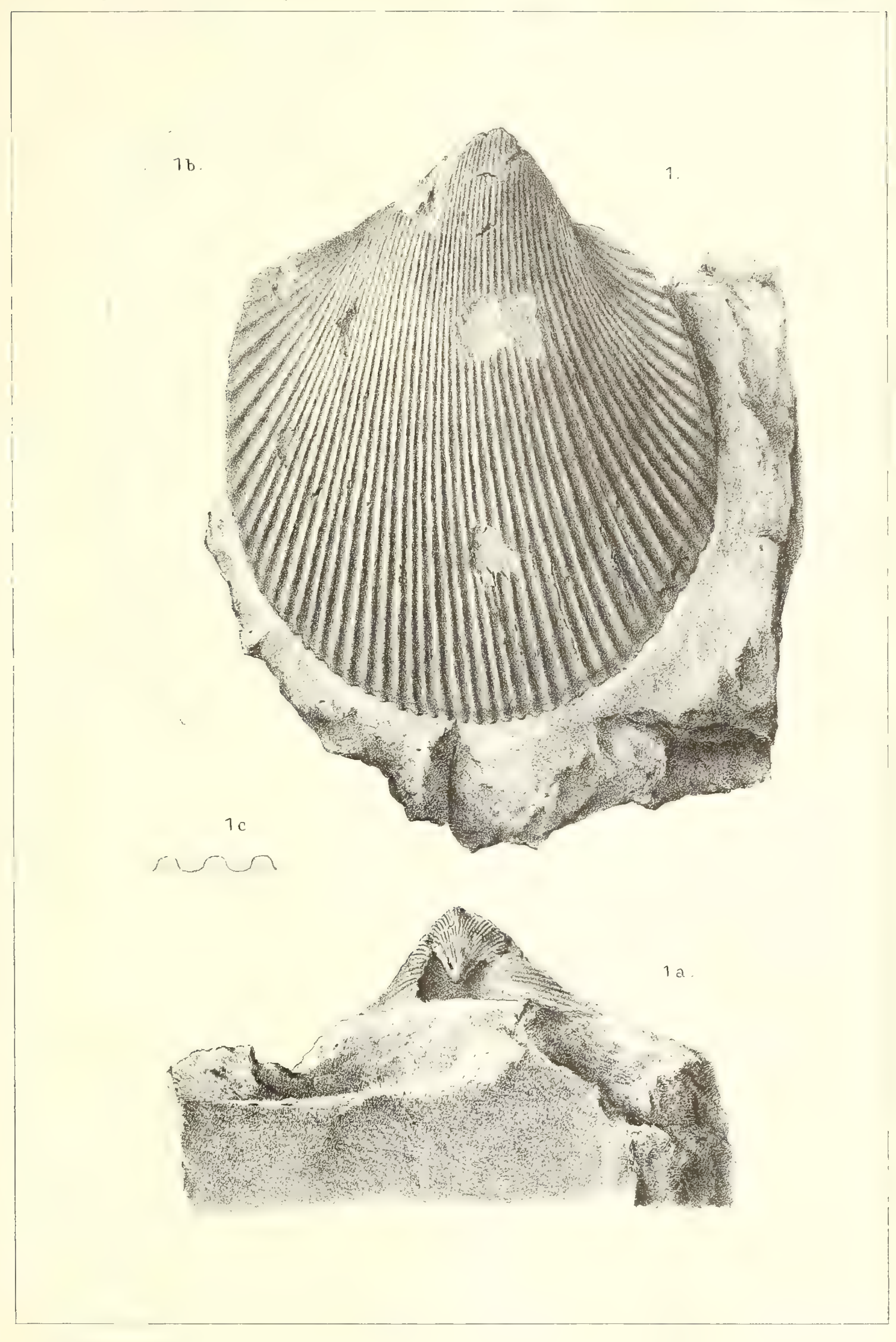
Tafel II.

Panenka bellistriata Kays. n. sp. . . . . S. 38.

Vom Ausgange des Rupbachthales.

Fig. 1. Steinkern der rechten Klappe, von der Oberseite gesehen. — Fig. 1a. Derselbe, vom Schlossrande aus gesehen. — Fig. 1b. Profillinie desselben. — Fig. 1c. Profilansicht einiger Rippen, vergrössert.

Soweit es nicht anders angegeben ist, befinden sich die Originale in der Sammlung der geologischen Landesanstalt.



E. Ohmann del. et lith.





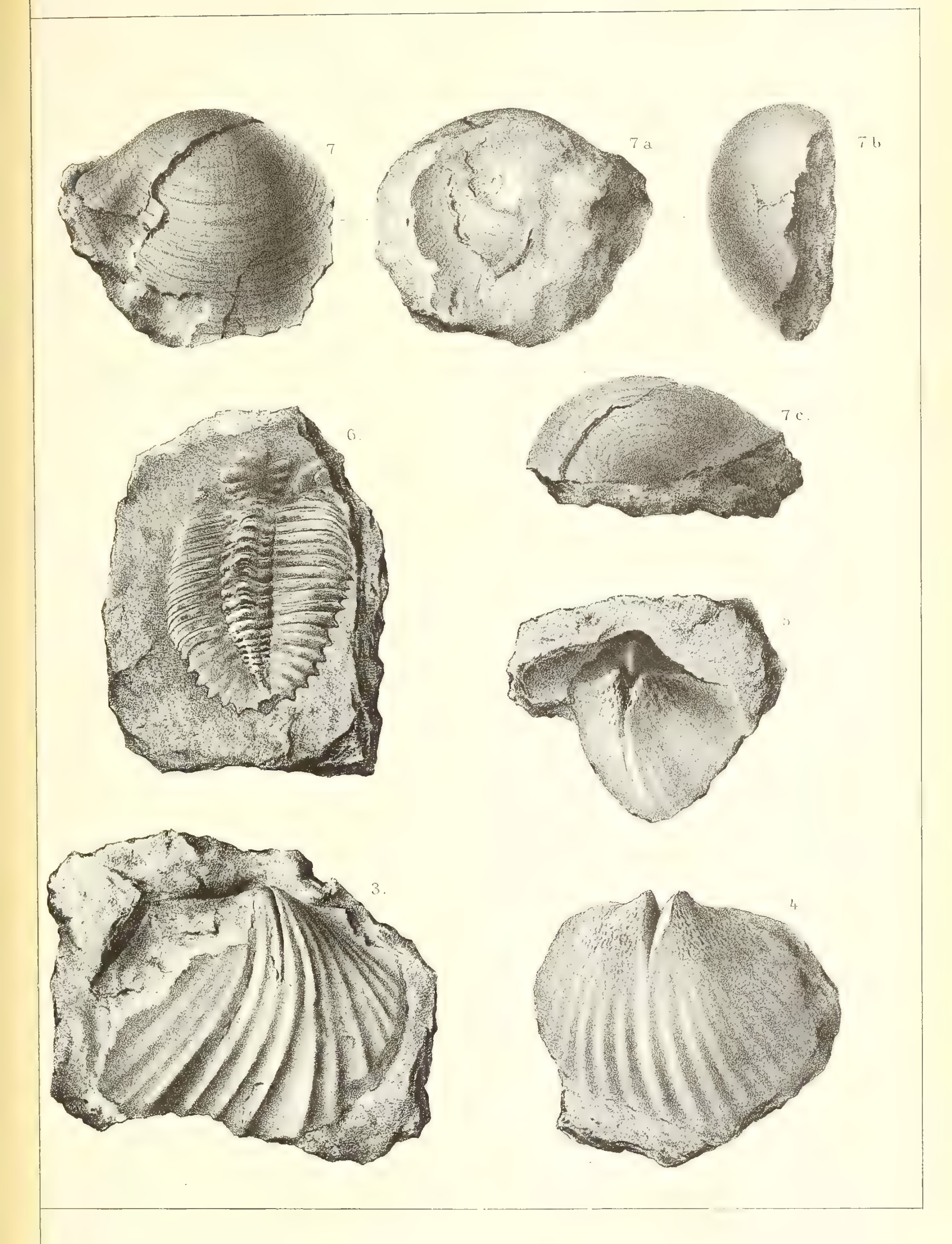
Tafel III.

Fig. 1–5. *Pentamerus Heberti* Oehl. . . . . S. 39.
Fig. 1. Abdruck eines grossen Exemplars, vom Ausgange des Rupbachthales. — Fig. 2. Ventralklappe eines mittelgrossen Exemplars mit z. Th. noch erhaltener Schale. Von der Fritzenmühle im Rupbachthale. — Fig. 3. Steinkern der Dorsalklappe. Von Niedererbach bei Hadamar. — Fig. 4. Steinkern der Ventralklappe. Ebendaher. — Fig. 5. Steinkern derselben Klappe mit dazu gehöriger Kammer (Zahnstützapparat). Ebendaher.

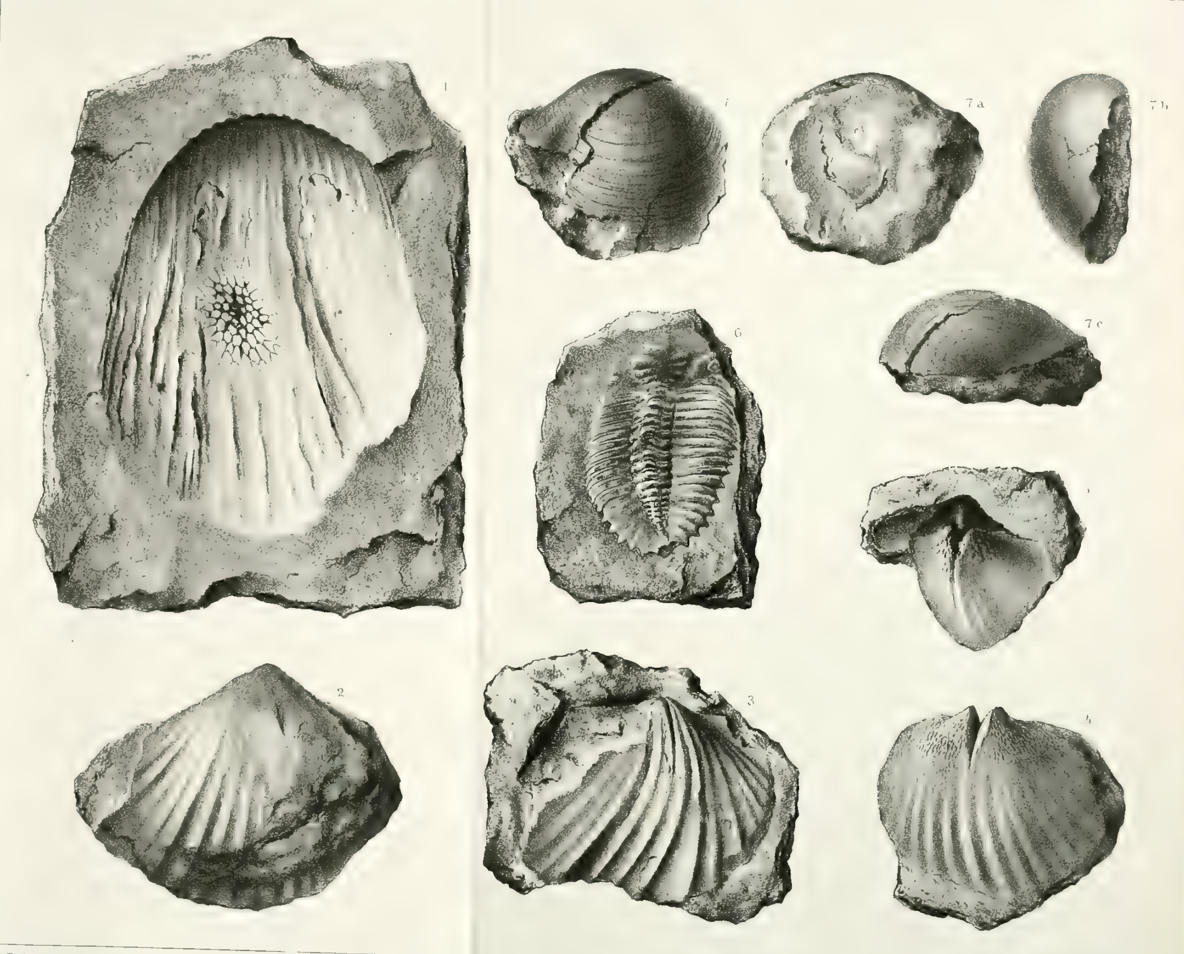
Fig. 6. *Cryphaeus Kochi* Kays. n. sp. . . . . S. 37.
Steinkern eines etwas verzerrten Exemplars. Aus dem Dachschiefer der Grube Schöne Aussicht im Rupbachthale.

Fig. 7. *Dualina? inflata* Sandb. . . . . S. 55.
Aus dem Orthocerasschiefer der Grube Langscheid im Rupbachthale. (Original in der Sammlung des Herrn Bergrath Ulrich in Diez.) — Fig. 7. Ansicht der Hauptklappe. — Fig. 7a. Ansicht der Nebenklappe. — Fig. 7b. Ansicht der Hauptklappe von der Seite. — Fig. 7c. Ansicht derselben von oben.

Soweit es nicht anders angegeben ist, befinden sich die Originale in der Sammlung der geologischen Landesanstalt.


7
7a
7b
7c.
6.
5
3.
4





E. Ohmann del. et lith.



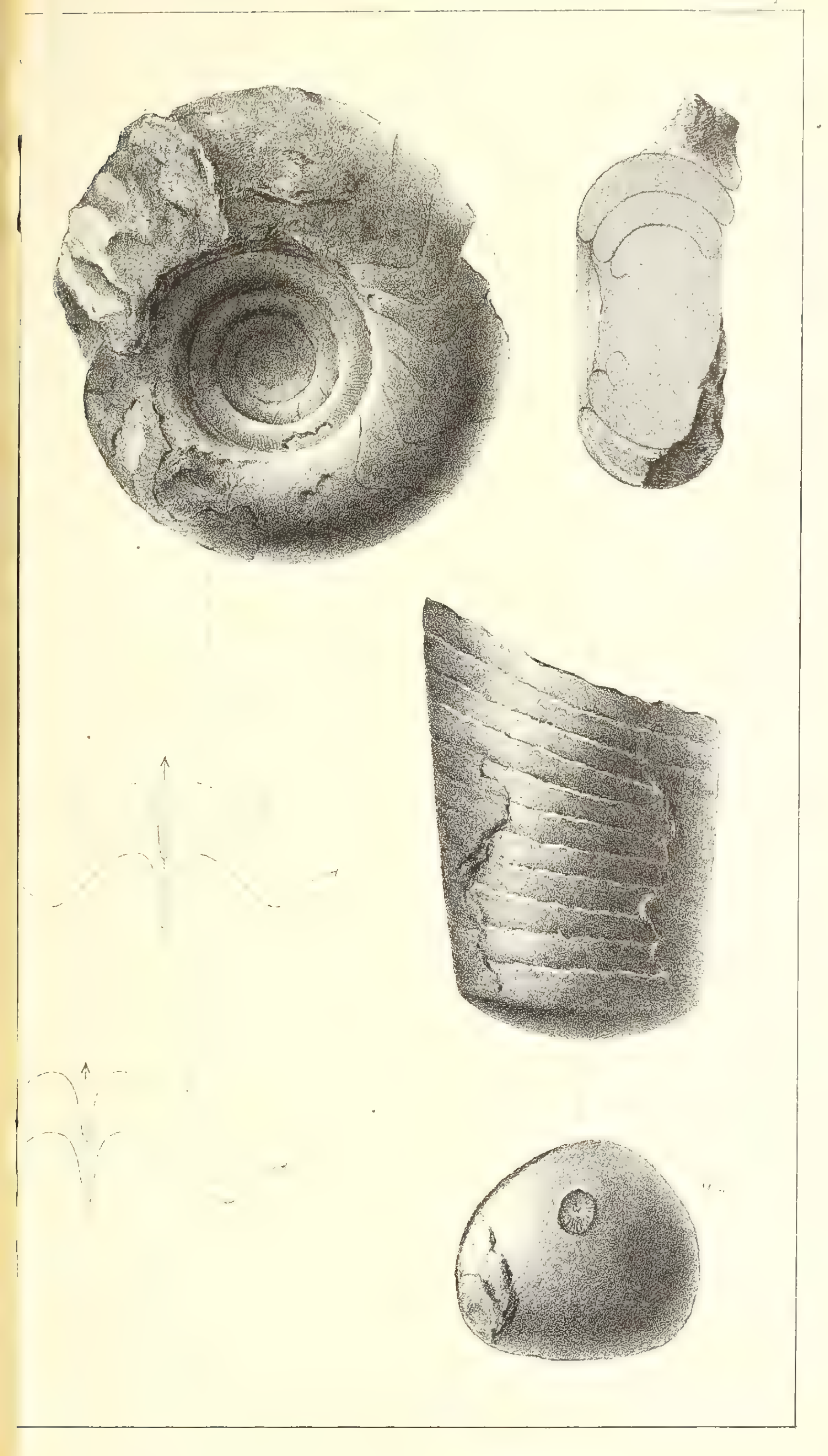


Tafel IV.

Fig. 1—6. *Goniatites Wenkenbachi* Koch n. sp. . . . S. 42.
Aus dem Orthocerasschiefer der Gruben Königsberg im Rupbachthale und Gabelstein bei Cramberg. Fig. 1 u. 1a. Ansicht eines grösseren, noch mit Schale versehenen Exemplars von der Seite und vom Rücken. Rupbachthal. — Fig. 2 u. 2a. Seiten- und Rückenansicht eines kleineren Steinkerns. Rupbachthal. — Fig. 3. Querschnitt eines kleineren Exemplars. Gabelstein. — Fig. 4. Ansicht der Kammerwand eines älteren Individuums. Gabelstein. — Fig. 5. Lobenlinie des Fig. 2 abgebildeten Stückes. — Fig. 6. Lobenlinie eines älteren Stückes (der links liegende Theil der Lobenlinie gehört der Internseite an, deren Mitte durch den Pfeil bezeichnet wird).

Fig. 7. *Orthoceras? Jovellani* de Vern.? . . . . S. 42.
Von der Grube Königsberg. — Fig. 7. Ansicht eines verdrückten Steinkerns von der Seite. — Fig. 7a. Kammerwand desselben Stückes.

Soweit es nicht anders angegeben ist, befinden sich die Originale in der Sammlung der geologischen Landesanstalt.







E. Ohmann del. et lith.





Tafel V.

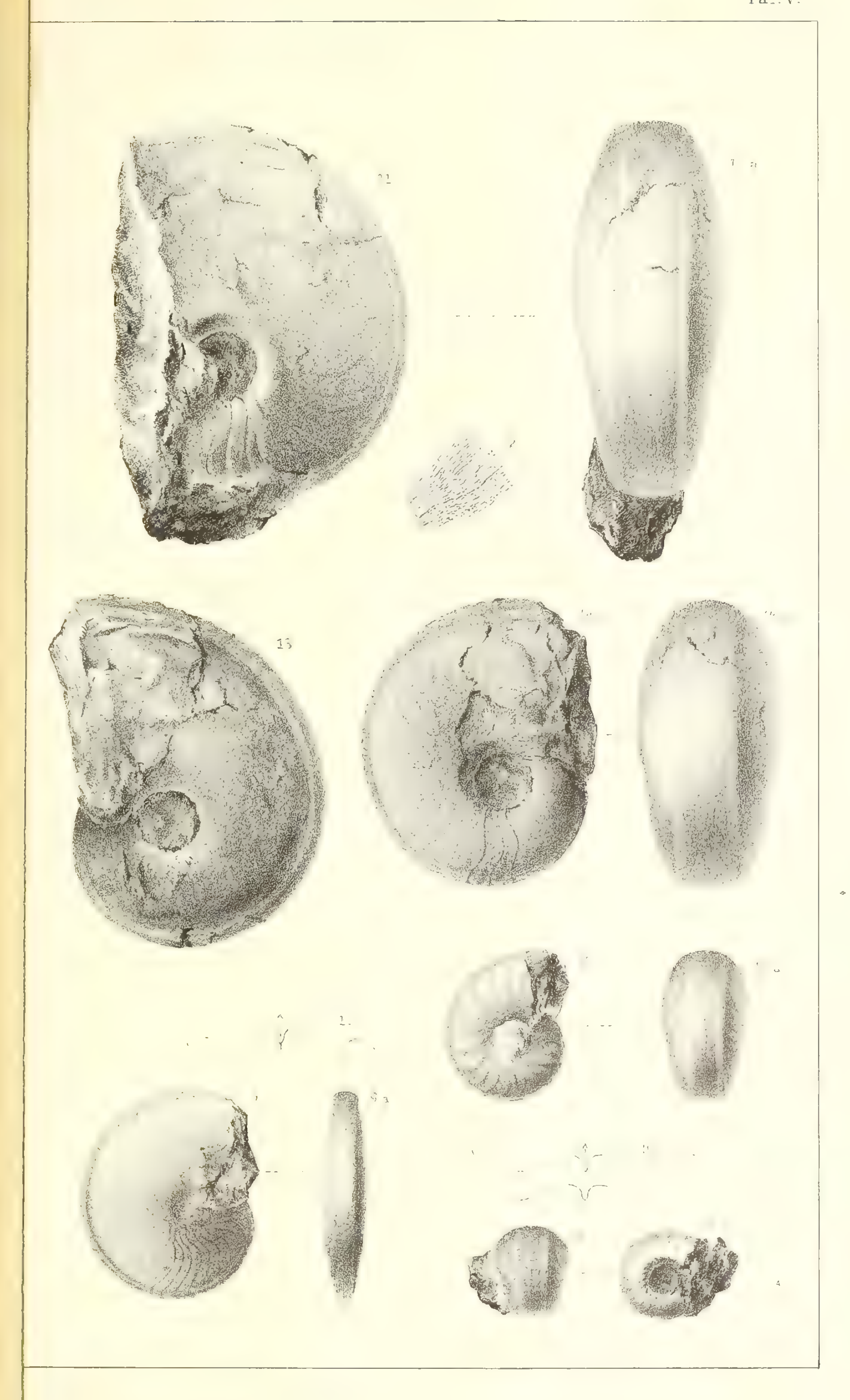
Fig. 1—7. *Goniatites Jugleri* A. ROEM. . . . . S. 44.
Fig. 1. Seitenansicht eines etwas verzerrten Steinkerns. Aus dem Orthocerasschiefer der Grube Escheburg bei Wissenbach. — Fig. 1a. Restaurirte Rückenansicht desselben Exemplars. — Fig. 2 u. 2a. Seiten- und Rückenansicht eines jungen, mit Schale versehenen Exemplars. Aus dem Orthocerasschiefer der Grube Langscheid im Rupbachthale. Aus der Sammlung des Herrn Bergrath ULRICH in Diez. — Fig. 3, 4 u. 5. Lobenlinien dreier Exemplare von Wissenbach. — Fig. 6. Lobenlinie eines Individuums aus dem Rupbachthale. — Fig. 7. Desgl. aus den Goslarer Schiefern des Bockswieser Stollnortes unweit Zellerfeld (Oberharz). Aus der Sammlung der Clausthaler Bergakademie.

Fig. 8—10. *Goniatites occultus* BARR. . . . . S. 49.
Aus dem Schiefer der Grube Langscheid. — Fig. 8. Seitenansicht eines grösseren Exemplars. — Fig. 9 und 9a. Seiten- und Rückenansicht eines kleineren Stückes. — Fig. 10. Lobenlinie des Fig. 9 abgebildeten Individuums.

Fig. 11—17. *Goniatites vittatus* KAYS. . . . . S. 46.
Von der Grube Langscheid. — Fig. 11 und 11a. Seiten- und Rückenansicht eines älteren, unvollständigen Exemplars. — Fig. 12. Vergrösserte Ansicht eines Stückes einer tieferen Schalenlage. — Fig. 13. Seitenansicht eines grösseren Exemplars. — Fig. 14 u. 14a. Seiten- und Rückenansicht eines anderen, etwas jüngeren Individuums. — Fig. 15, 15a, 17 u. 17a. Seiten- und Rückenansicht zweier gut erhaltener jüngerer Individuen. — Fig. 16. Lobenlinie eines älteren Stückes.

Soweit es nicht anders angegeben ist, befinden sich die Originale in der Sammlung der geologischen Landesanstalt.

Taf. V.







E. Ohmann del. et lith.





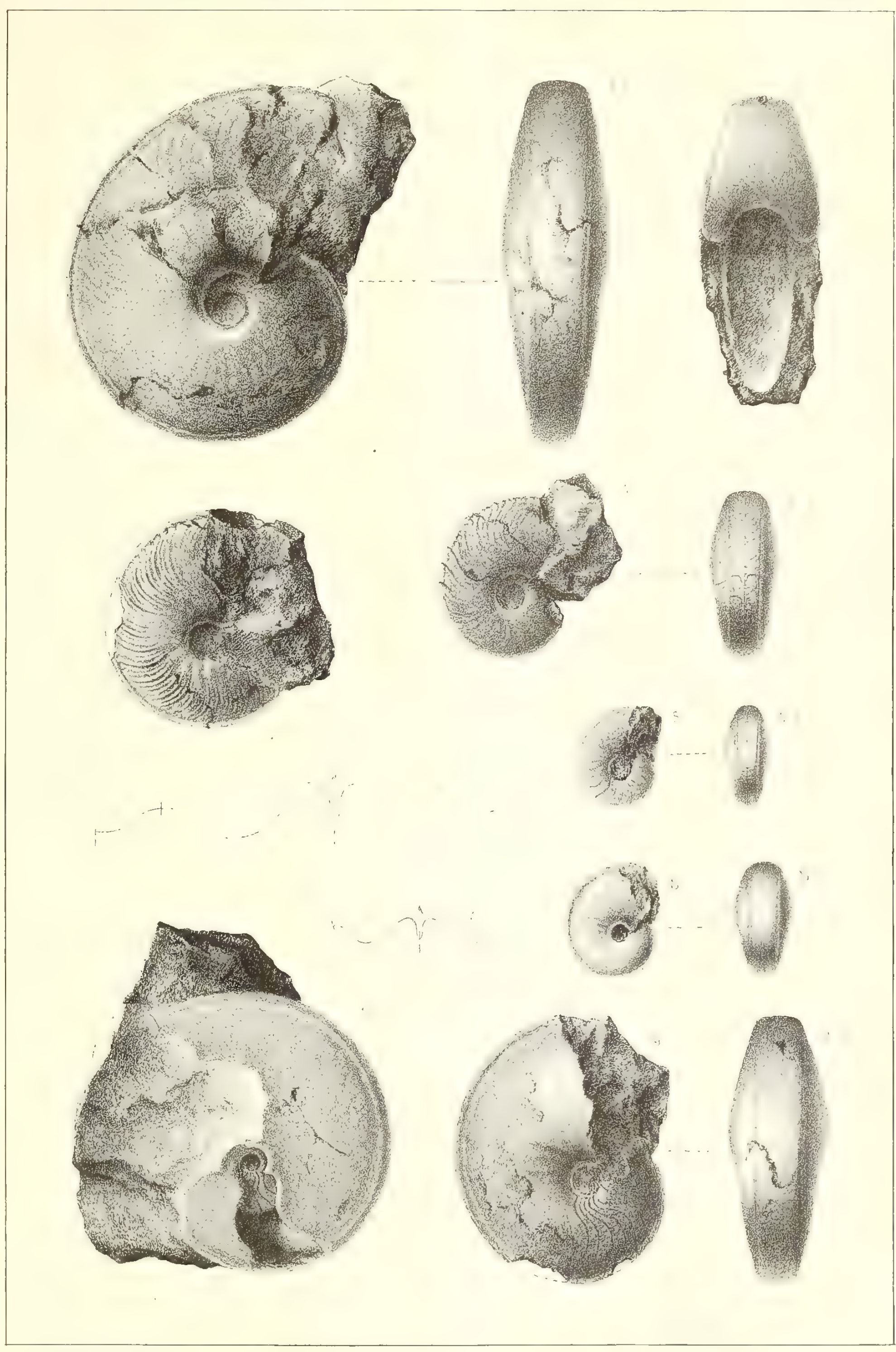
Tafel VI.

Fig. 1—7. *Goniatites verna-rhenanus* Maurer . . . . S. 51.
Aus dem Orthocerasschiefer der Grube Langscheid im Rupbachthale. — Fig. 1 u. 1a. Seiten- und Rückenansicht eines etwas verdrückten älteren Exemplars. — Fig. 2. Ansicht der Kammerwand eines älteren, mitten durchgebrochenen Stückes. — Fig. 3. Seitenansicht eines jüngeren Exemplars mit ungewöhnlich stark vortretenden Schalenornamenten. — Fig. 4, 4a, 5, 5a. Seiten und Rückenansicht zweier noch jüngerer Individuen. — Fig. 6. Lobenlinie des Fig. 2 abgebildeten Stückes. — Fig. 7. Desgl. des Fig. 4 abgebildeten Exemplars.

Fig. 8 u. 9. Dieselbe Art. Aus den sogenannten Goslarer Schiefern des Oberharzes. — Fig. 8 u. 8a. Seiten- und Rückenansicht eines jungen Exemplars vom Westufer des untersten Schalker Teiches. — Fig. 9 u. 9a. Desgl. von einem älteren Individuum von der NW.-Seite des Oberen Grumbacher Teiches unweit Zellerfeld. — Beide Stücke sind verkalkt und mit Resten der Schale versehen.

Fig. 10. *Goniatites occultus* Barr. . . . . S. 51.
Seitenansicht eines Steinkerns, aus den sogenannten Goslarer Schiefern, vom linken Ufer des mittleren Grumbacher Teiches.

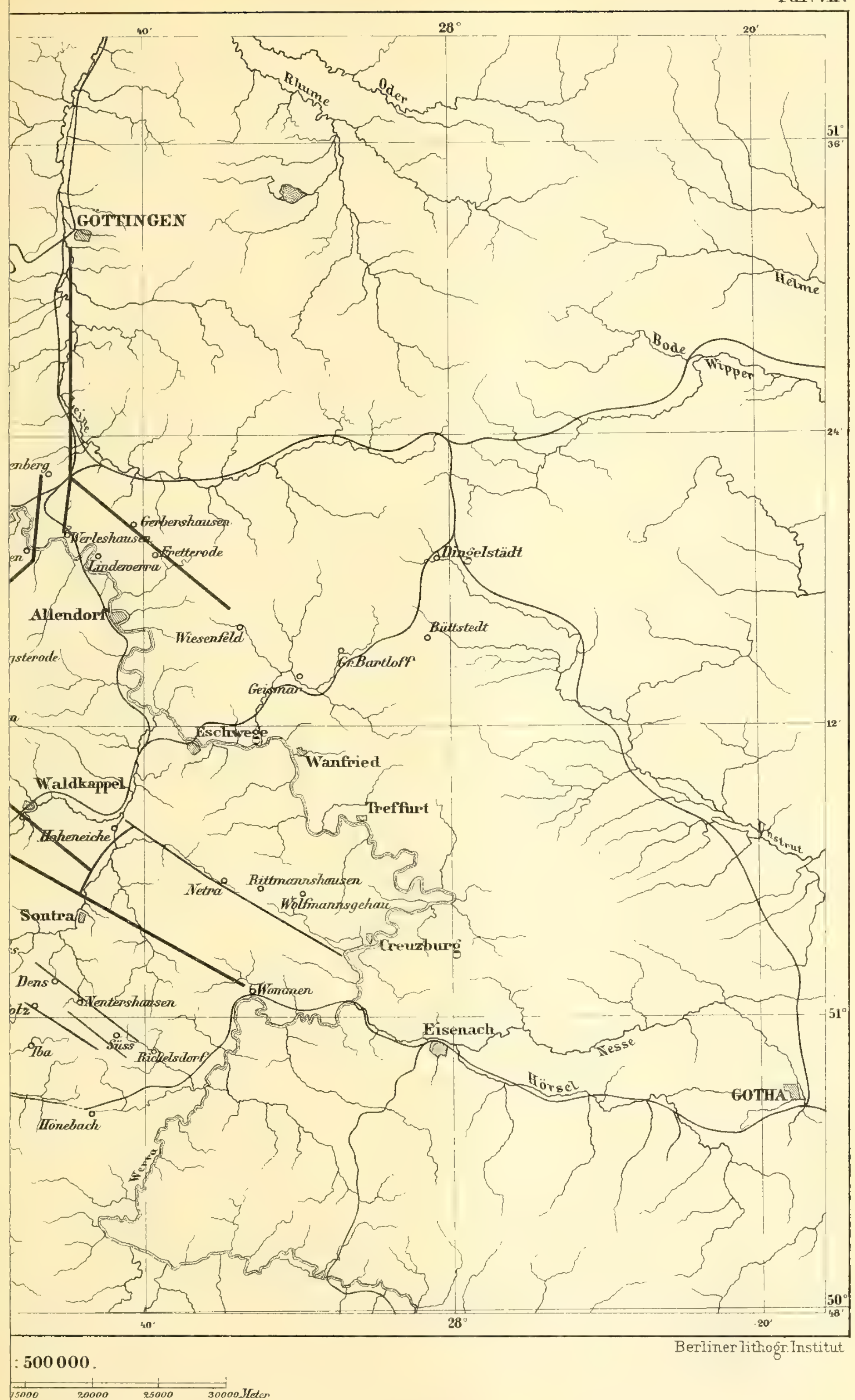
Soweit es nicht anders angegeben ist, befinden sich die Originale in der Sammlung der geologischen Landesanstalt.



E. Ohmann del. et lith.

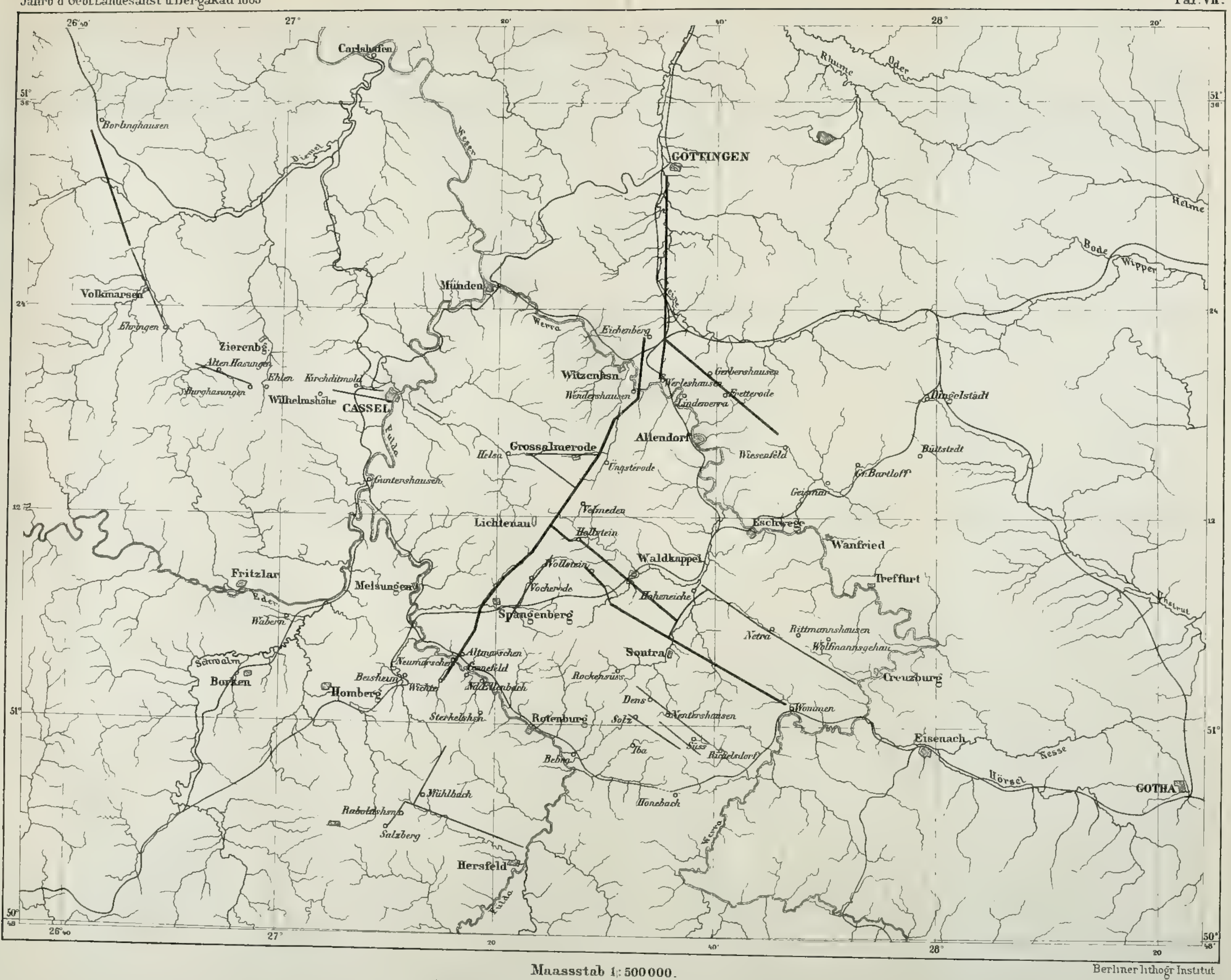


Taf. VII.



28°
40'
20'
Rhume
Oder
51°
36'
GÖTTINGEN
Helme
Bode
Wipper
Leine
24'
Gerbershausen
Werleshausen
Fretterode
Lindewerra
Dingelstädt
Allendorf
Wiesenfeld
Büttstedt
Gr. Bartloff
Geismar
Eschwege
12'
Wanfried
Waldkappel
Treffurt
Unstrut
Hoheneiche
Netra
Rittmannshausen
Wolfmannsgehau
Sontra
Creuzburg
Dens
Wommen
Nentershausen
51°
Eisenach
Nesse
Iba
Süss
Richelsdorf
Hörsel
GOTHA
Hönebach
Werra
50°
48'
Berliner lithogr. Institut
: 500 000.
15000
20000
25000
30000 Meter




Carlshafen
Borlinghausen
Diemel
Weser
GÖTTINGEN
Rhume
Oder
Helme
Bode
Wipper
Volkmarsen
Ehringen
Münden
Werra
Eichenberg
Zierenbg.
Alten Hasungen
Burghasungen
Ehlen
Kirchditmold
Wilhelmshöhe
CASSEL
Witzenhsn
Wendershausen
Werleshausen
Gerbershausen
Lindewerra
Fretterode
Dingelstädt
Allendorf
Grossalmerode
Helsa
Fulda
Wiesenfeld
Büttstedt
Guntershausen
Gr. Bartloff
Vel[illegible]eden
Lichtenau
Hollstein
Eschwege
Wanfried
Waldkappel
Wollstein
Fritzlar
Melsungen
Vockerode
Treffurt
Eder
Hoheneiche
Spangenberg
Waben
Netra
Rittmannshausen
Wolfmannsgehau
Sontra
Altmorschen
Neumorschen
Schwalm
Borken
Beisheim
Homberg
Wichte
Rockensüss
Creuzburg
Dens
Nentershausen
Wommen
Sterkelshsn
Rotenburg
Solz
Süss
Richelsdorf
Eisenach
Iba
Bebra
Nesse
Hörsel
GOTHA
Mühlbach
Raboldshsn
Salzberg
Honebach
Hersfeld
Maassstab 1: 500000.
Berliner lithogr Institut

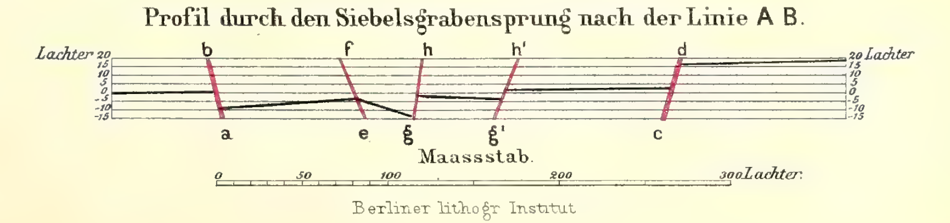


Tages-Situation und zugleich Grundriss von dem
Kupferschieferflötz
im Siebelsstolln-Revier bei Richelsdorf.

Jahrb. d. Geol. Landesanstalt u. Bergakad. 1883. Taf. VIII.

Die Höhenzahlen beziehen sich auf die Sohle des Wasserschacht. tiefen Ortes u. sind in hess. Lachtern ausgedrückt.
Die Sohle des Wasserschacht. tiefen Ortes liegt = 152,208 hess. Lcht. über dem Meeresspiegel.

Profil durch den Siebelsgrabensprung nach der Linie A B.



Berliner lithogr. Institut

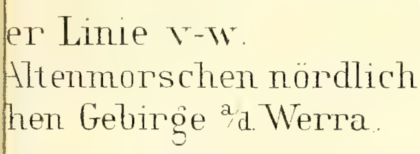




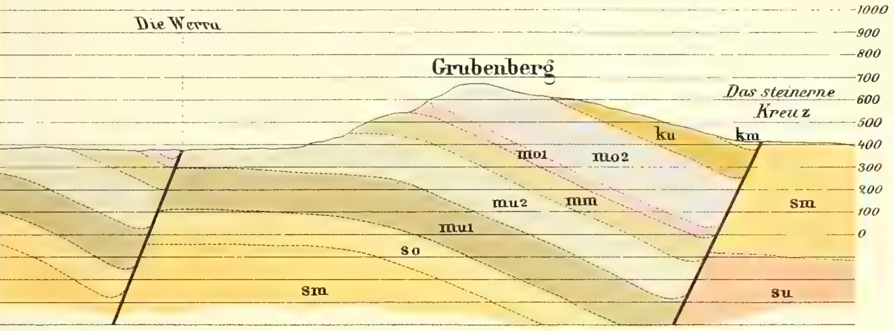


Tafel IX.

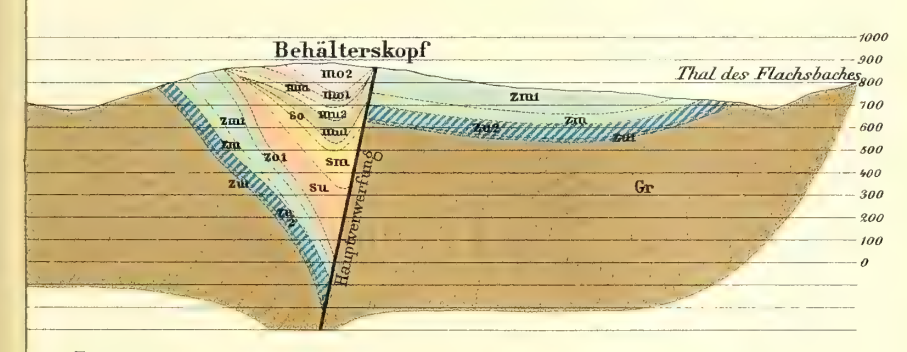
1:12500.



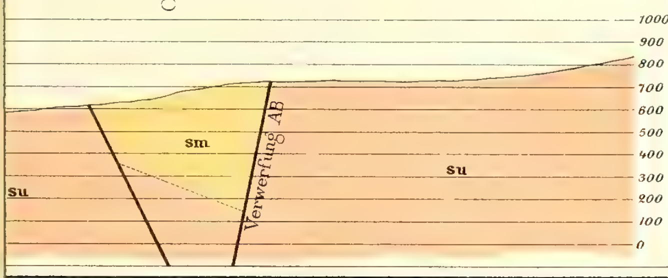
er Linie v-w.
Altenmorschen nördlich
hen Gebirge a/d. Werra.



er Linie o-u.
nmorschen beim Durchsetzen
he Gebirge a/d. Werra.



er Linie y-z.
Altenmorschen südlich
hen Gebirge a/d. Werra.

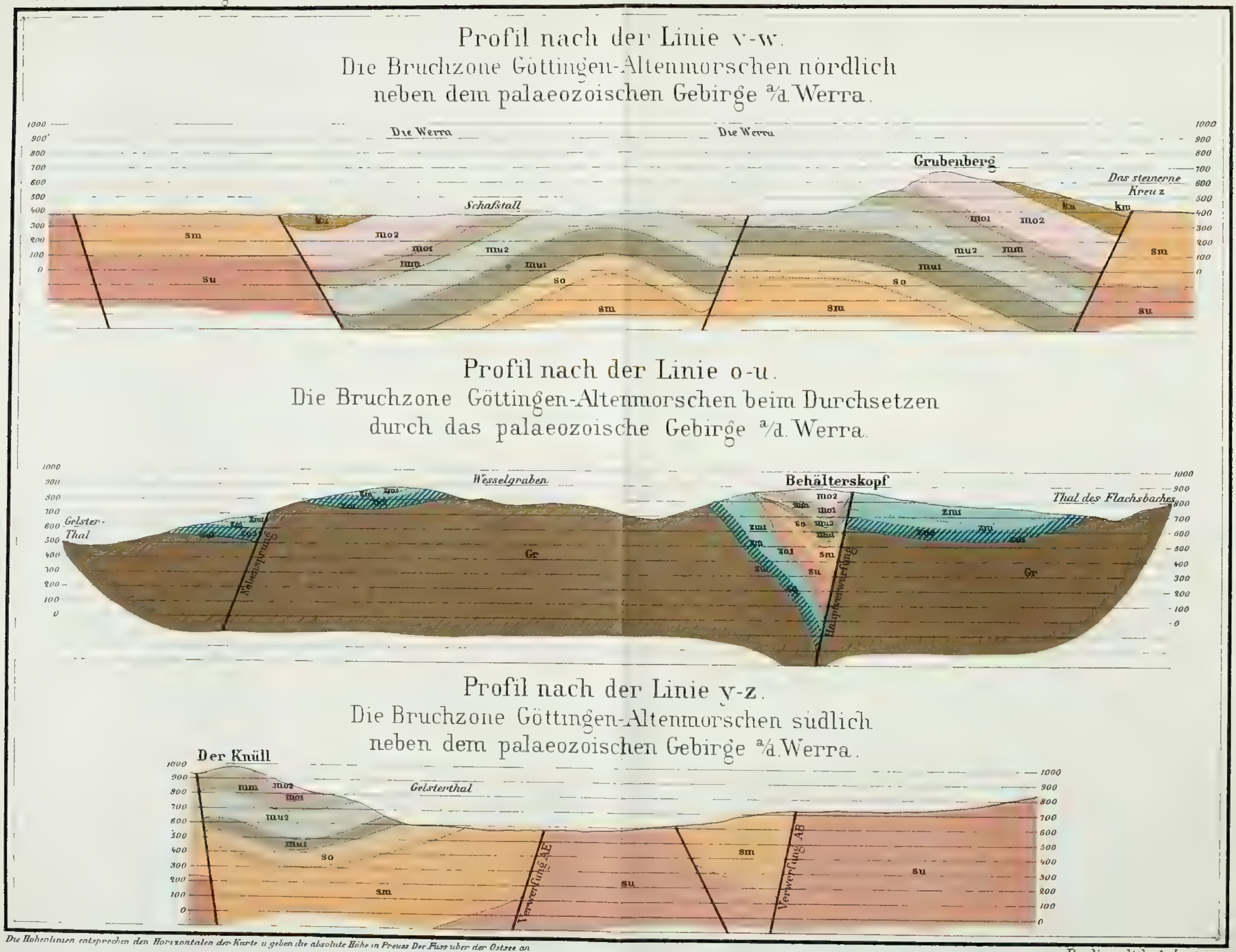


Berliner lithogr. Institut.



Profile zu Tafel IX.

Maassstab 1:12 500

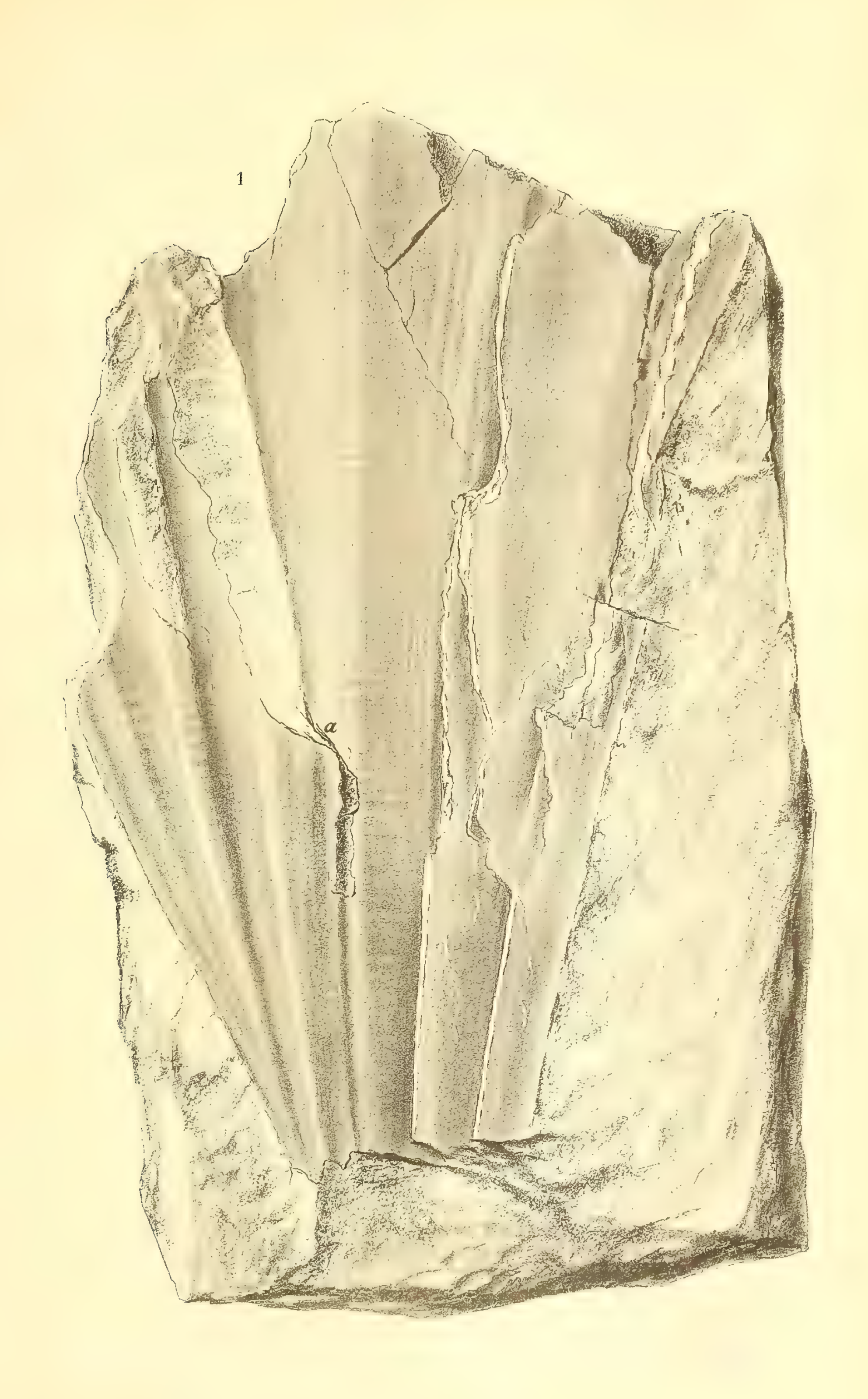






Tafel XI.

Dictyodora Liebeana. Grosses Exemplar. Liebschwitz bei Gera . . . . S. 84.



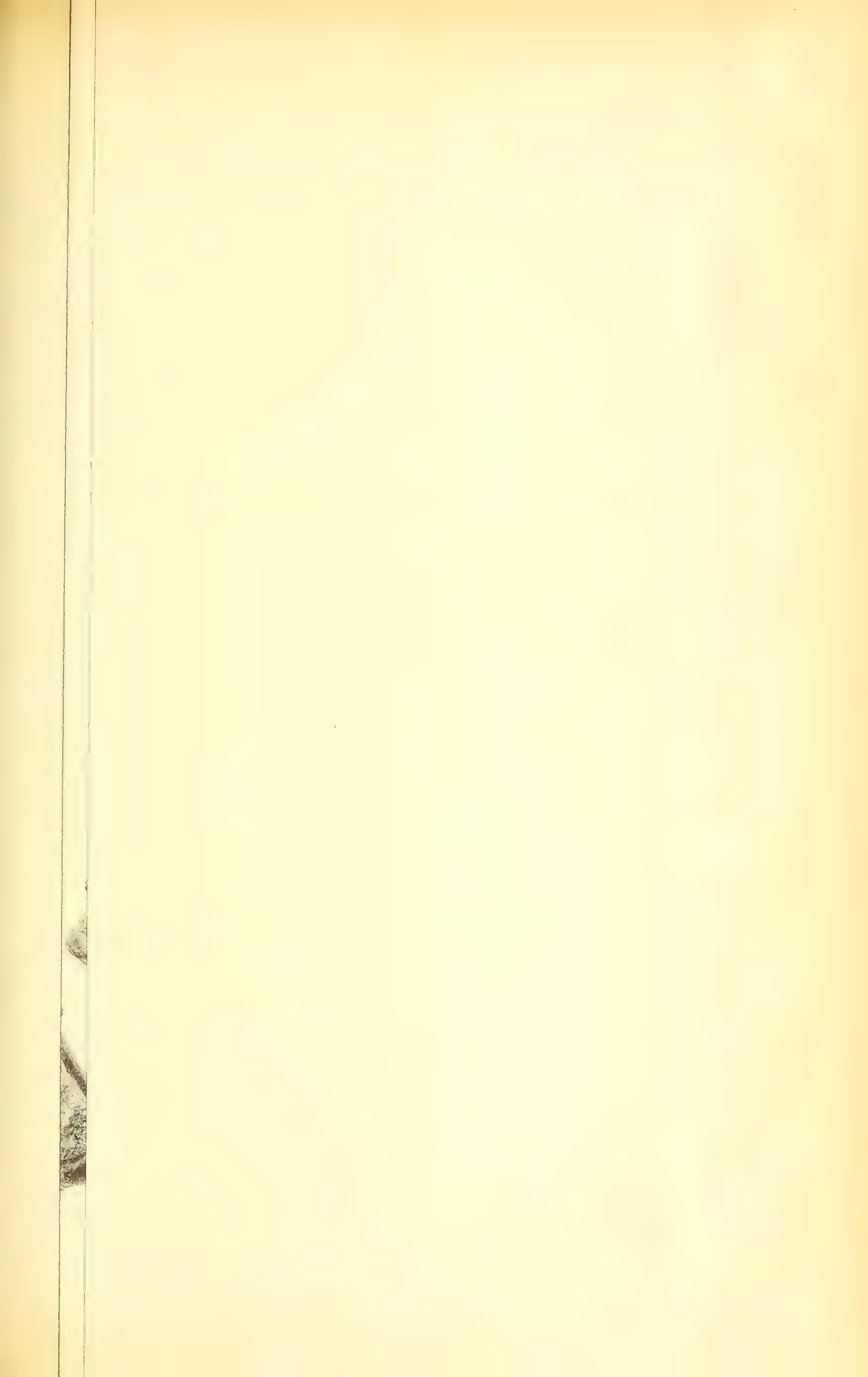
W. Pütz, del. ad nat. *Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.*



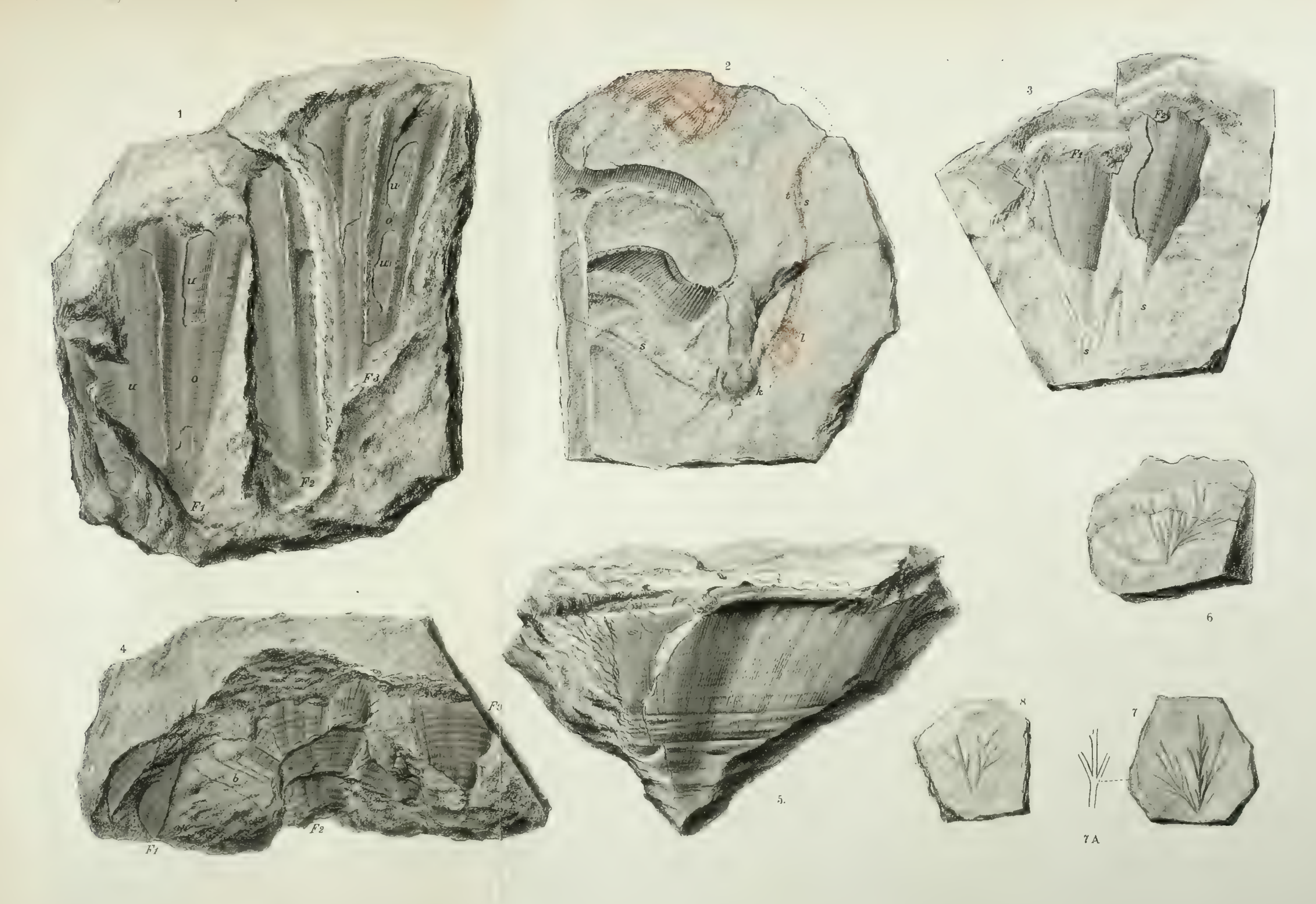


Tafel XII.

Fig. 1—5.	*Dictyodora Liebeana.*	Liebschwitz bei Gera.	S. 84.
» 6—8.	*Bythotrephis Göpperti.*	Lietsch bei Gera . .	S. 90.

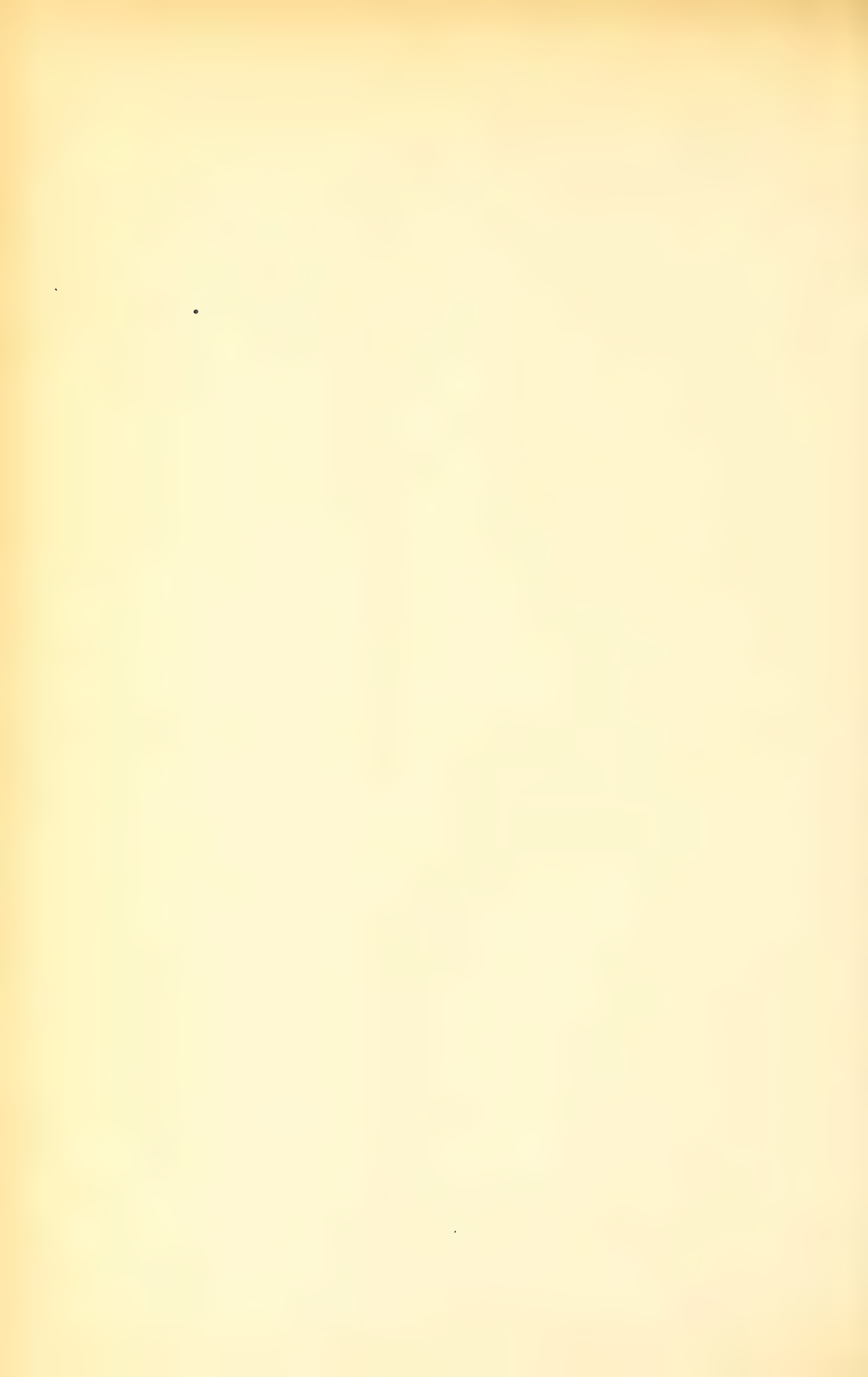






W. Putz del. ad nat.

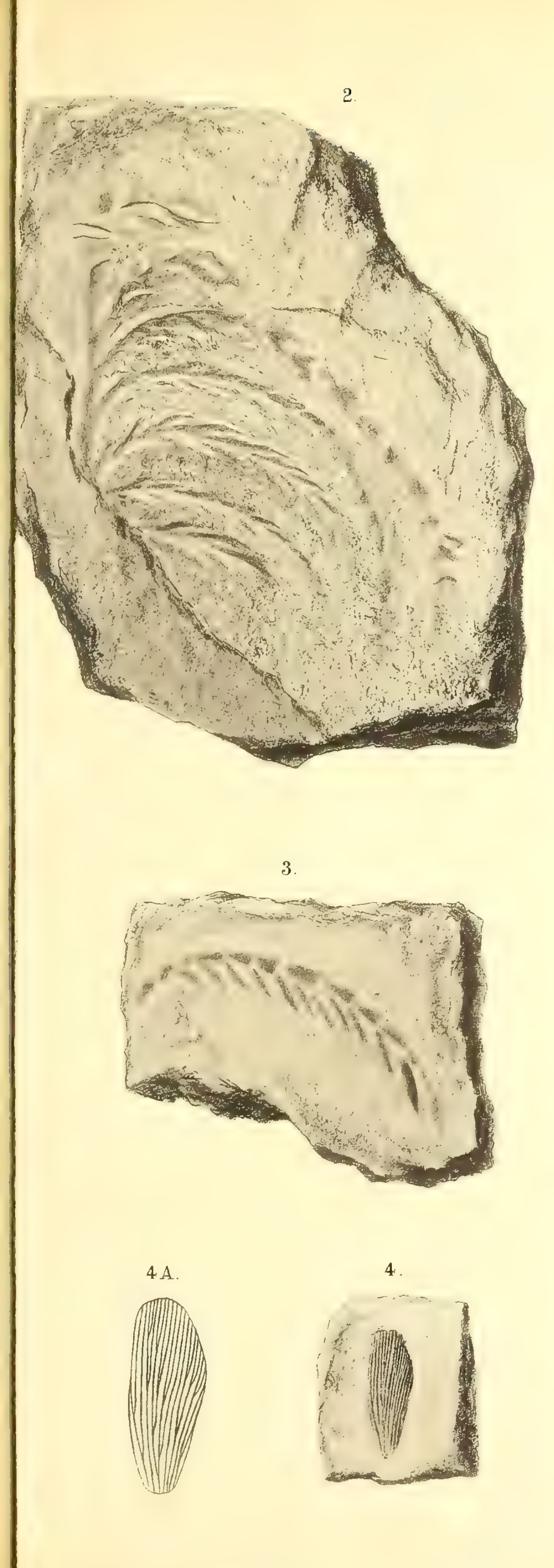
Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin





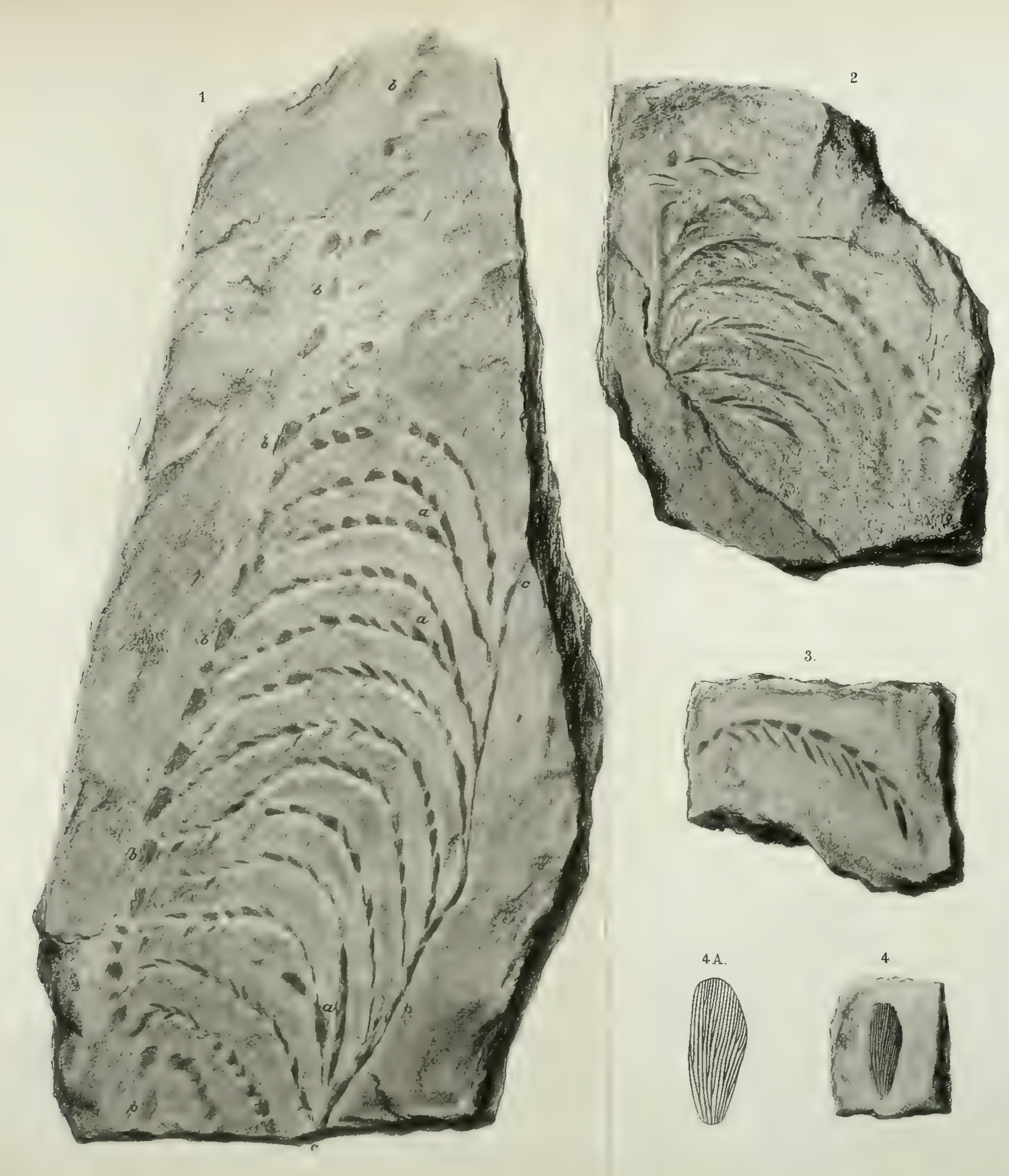
Tafel. XIII.

Fig. 1 u. 2. *Lophoctenium rhabdiforme* n. sp. Wurzbach. S. 93.
Fig. 3. *Lophoctenium Hartungi.* Wurzbach . . . S. 93.
„ 4. *Archaeopteris* sp. Heersberg bei Gera. . . S. 97.



Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.





W. Putz del. ad nat

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin





Tafel XIV.

Sphenopteris Guilelmi imperatoris n. sp. Bärenstein nordöstlich von Lehesten. S. 95.



W. Pütz, del. ad. nat. Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.

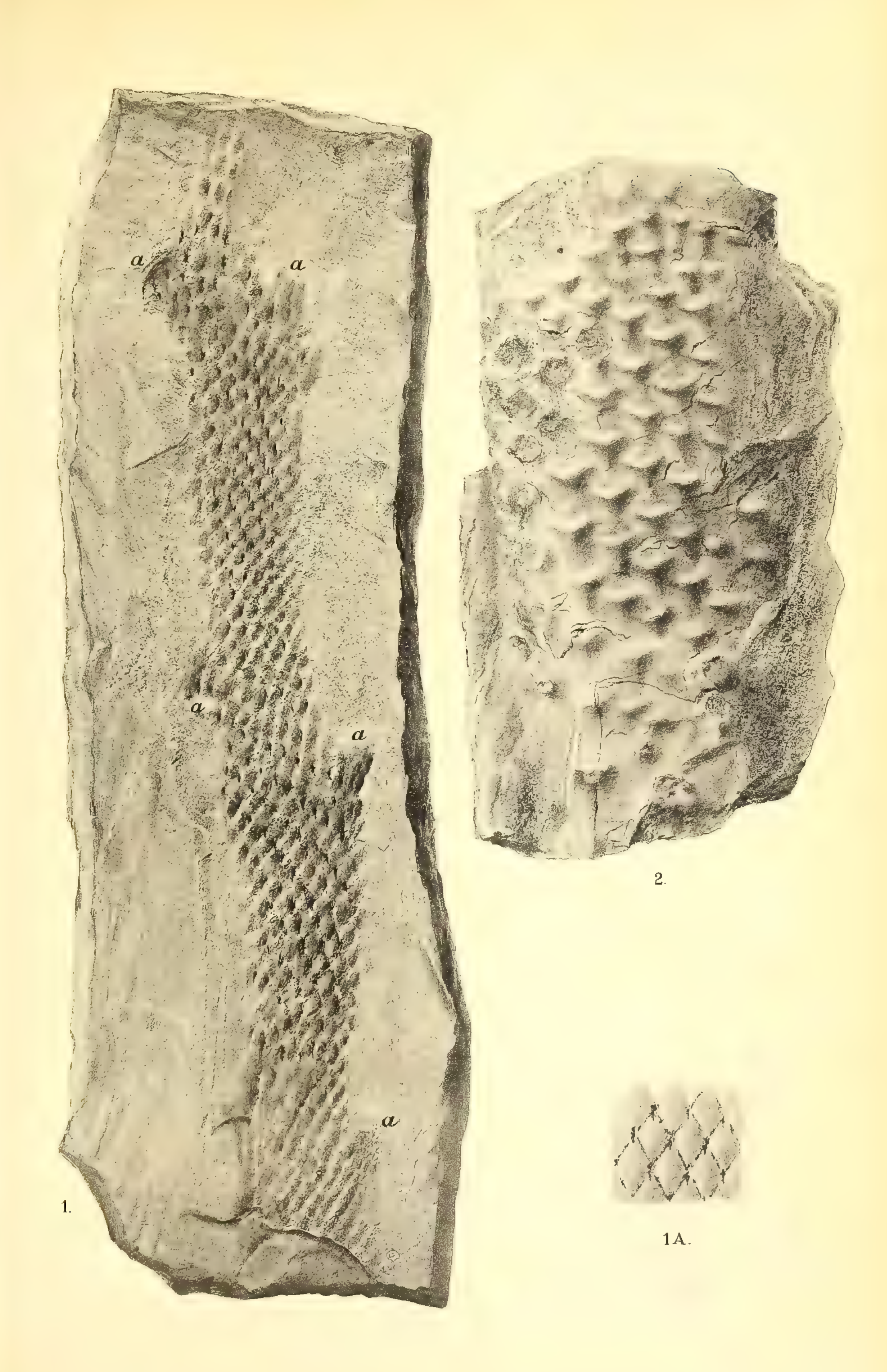




Tafel XV.

Fig. 1. *Lepidodendron* sp. Wurzbach . . . . S. 98.

» 2. *Lepidophloios angulatus* n. sp. Bärenstein nordöstlich von Lehesten. S. 99.



W. Putz, del. ad. nat. Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.





Tafel XVI.

(Bei den folgenden Figuren bedeutet *P.* Processual-, *A.P.* Antiprocessualseite, a_1 resp. a_2 die paarigen, b den unpaaren Eindruck.)

Fig. 1. *Orthoceras regulare* SCHLOTH. var. *quinquefoveatum* NOETL. . . . . S. 106.
Querschnitt durch die beiden Eindrücke a_1.

Fig. 2. *Orthoceras regulare* SCHLOTH. var. *quinquefoveatum* NOETL. . . . . S. 107.
Querschnitt durch den unteren Theil des Eindruckes b.

Fig. 3. *Orthoceras regulare* SCHLOTH. var. *quinquefoveatum* NOETL. . . . . S. 108.
Querschnitt durch den Eindruck b und die beiden Eindrücke a_2.

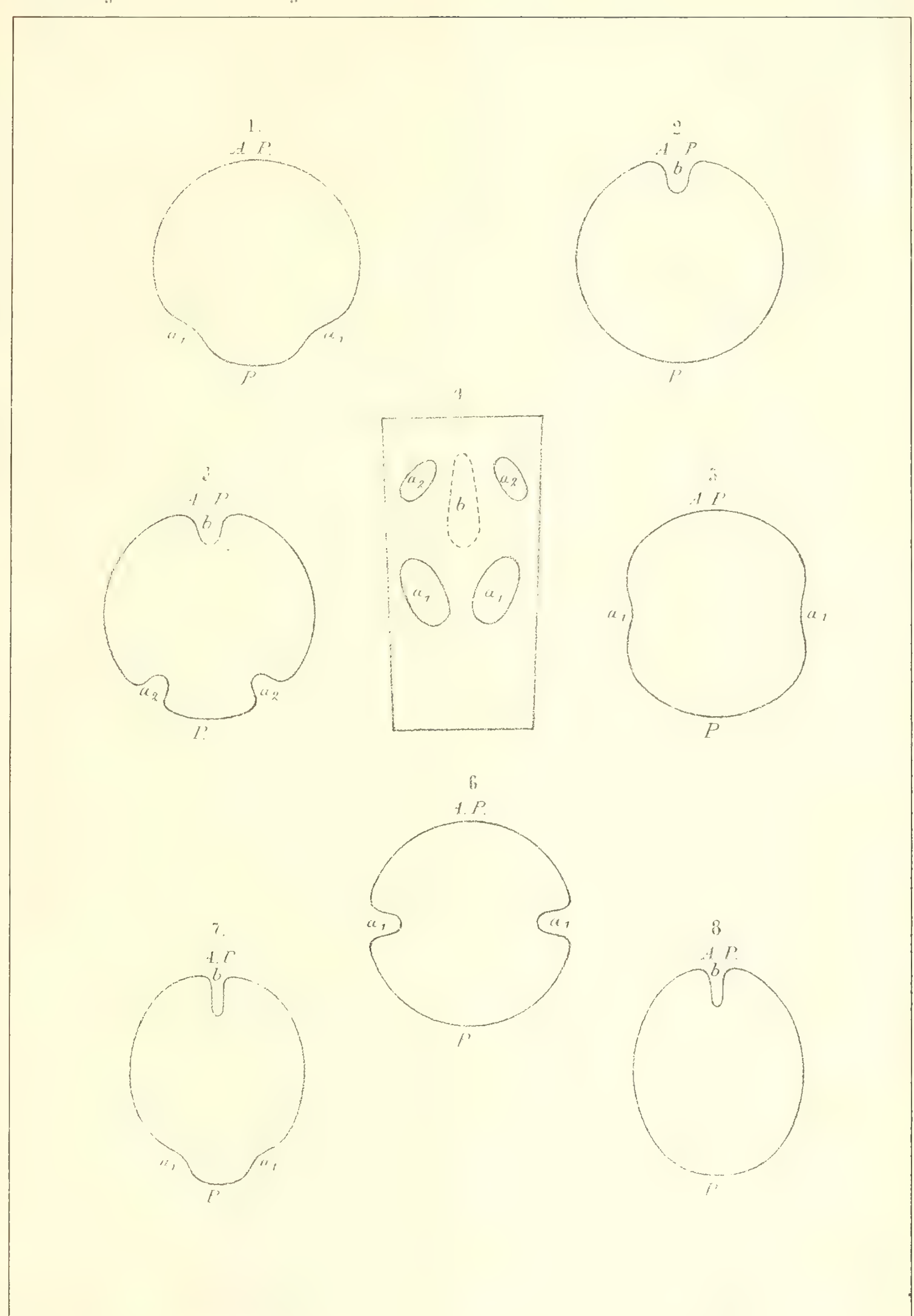
Fig. 4. *Orthoceras regulare* SCHLOTH. var. *quinquefoveatum* NOETL. . . . . S. 108.
Vertikalansicht, von der Processualseite aus gesehen; sehr stark schematisch gehalten.

Fig. 5. *Orthoceras bifoveatum* NOETL. . . . . S. 113.
Querschnitt durch die paarigen Eindrücke a_1; Typus der breiten und flachen Eindrücke.

Fig. 6. *Orthoceras bifoveatum* NOETL. . . . . S. 114.
Querschnitt durch die paarigen Eindrücke a_1; Typus der schmalen und tiefen Eindrücke.

Fig. 7. *Ctenoceras Schmidtii* NOETL. . . . . S. 118.
Querschnitt durch das basale, sowie marginale Ende des unpaaren Eindruckes b.

Fig. 8. *Ctenoceras Schmidtii* NOETL. . . . . S. 118.
Querschnitt durch die drei Eindrücke a_1 und b.


1.
A P.
a_1
a_1
P
2
A P
b
P
4
a_2
b
a_2
a_1
a_1
3
A P
b
a_2
a_2
P.
5
A P
a_1
a_1
P
6
A. P.
a_1
a_1
P
7.
A. P
b
a_1
a_1
P
8
A. P.
b
P





Tafel XVII.

(Bei den folgenden Figuren bedeutet *P.* Processual-, *A.P.* Antiprocessualseite, a_1 resp. a_2 die paarigen, *b* den unpaaren Eindruck.)

Fig. 1. *Phragmoceras imbricatum* BARR. . . . . . . S. 102.
Seitenansicht.

Fig. 1a. *Phragmoceras imbricatum* BARR. . . . . . . S. 102.
Ansicht von oben.

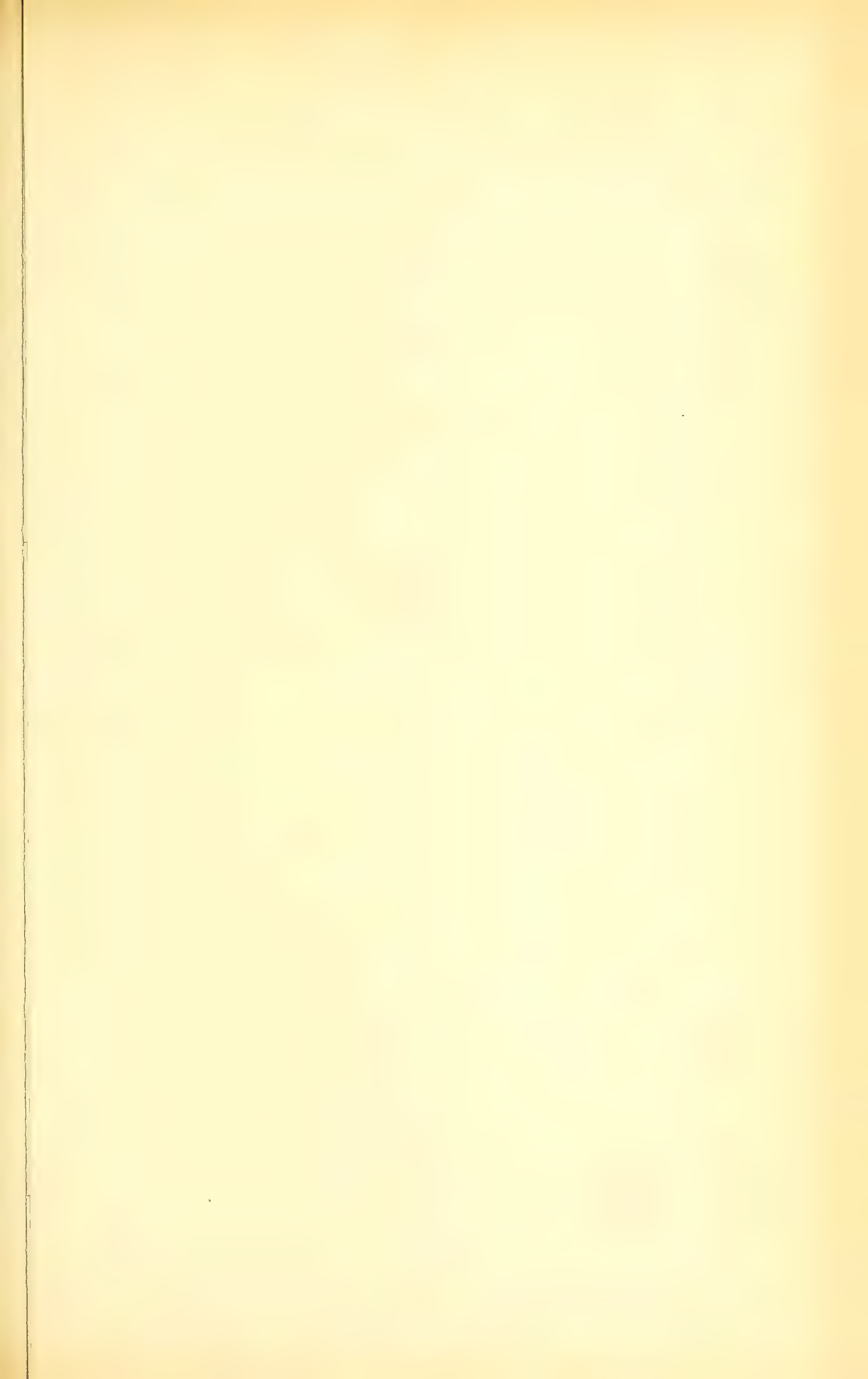
Fig. 2. *Orthoceras regulare* SCHLOTH. var. *quinquefoveatum* NOETL. . . . . S. 105.
Ansicht von der Processualseite.

Fig. 2a. *Orthoceras regulare* SCHLOTH. var. *quinquefoveatum* NOETL. . . . . S. 105.
Seitenansicht; der unpaare Eindruck *b* ist in der Zeichnung etwas mehr seitwärts gerückt um die Lage der Eindrücke a_1 a_2 und *b* besser zur Anschauung zu bringen.

Fig. 3. *Orthoceras bifoveatum* NOETL. . . . . S. 111.
Typus der schmalen, tiefen, aber langen Eindrücke.

Fig. 4. *Orthoceras bifoveatum* NOETL. . . . . S. 111.
Typus der schmalen, tiefen, aber kurzen Eindrücke. Seitenansicht.

Fig. 4a. *Orthoceras bifoveatum* NOETL. . . . . S. 111.
Typus der schmalen, tiefen, aber kurzen Eindrücke. Ansicht von der Processualseite.







H Braune gez

Lichtdruck v. A Frisch, Berlin





Tafel XVIII.

(Bei den folgenden Figuren bedeutet *P.* Processual-, *A.P.* Antiprocessualseite, a_1 resp. a_2 die paarigen, *b* den unpaaren Eindruck.)

Fig. 1. *Orthoceras bifoveatum* Noetl. . . . . S. 111.
Typus der breiten und flachen Eindrücke. Seitenansicht.

Fig. 2. *Orthoceras bifoveatum* Noetl. . . . . S. 111.
Typus der breiten und flachen Eindrücke. Ansicht von der Processualseite.

Fig. 3. *Ctenoceras Schmidtii* Noetl. . . . . S. 116.
Wohnkammer. Seitenansicht.

Fig. 4. *Ctenoceras Schmidtii* Noetl. . . . . S. 116.
Wohnkammer. Ansicht von der Antiprocessualseite.

Fig. 4a. *Ctenoceras Schmidtii* Noetl. . . . . S. 116.
Wohnkammer. Ansicht von der Processualseite.

Fig. 5. *Ctenoceras Schmidtii* Noetl. . . . . S. 116.
Gekammerter Theil; nach einem Thonabdrucke gezeichnet.

Fig. 5a. *Ctenoceras Schmidtii* Noetl. . . . . S. 116.
Schalskulptur sehr stark vergr.

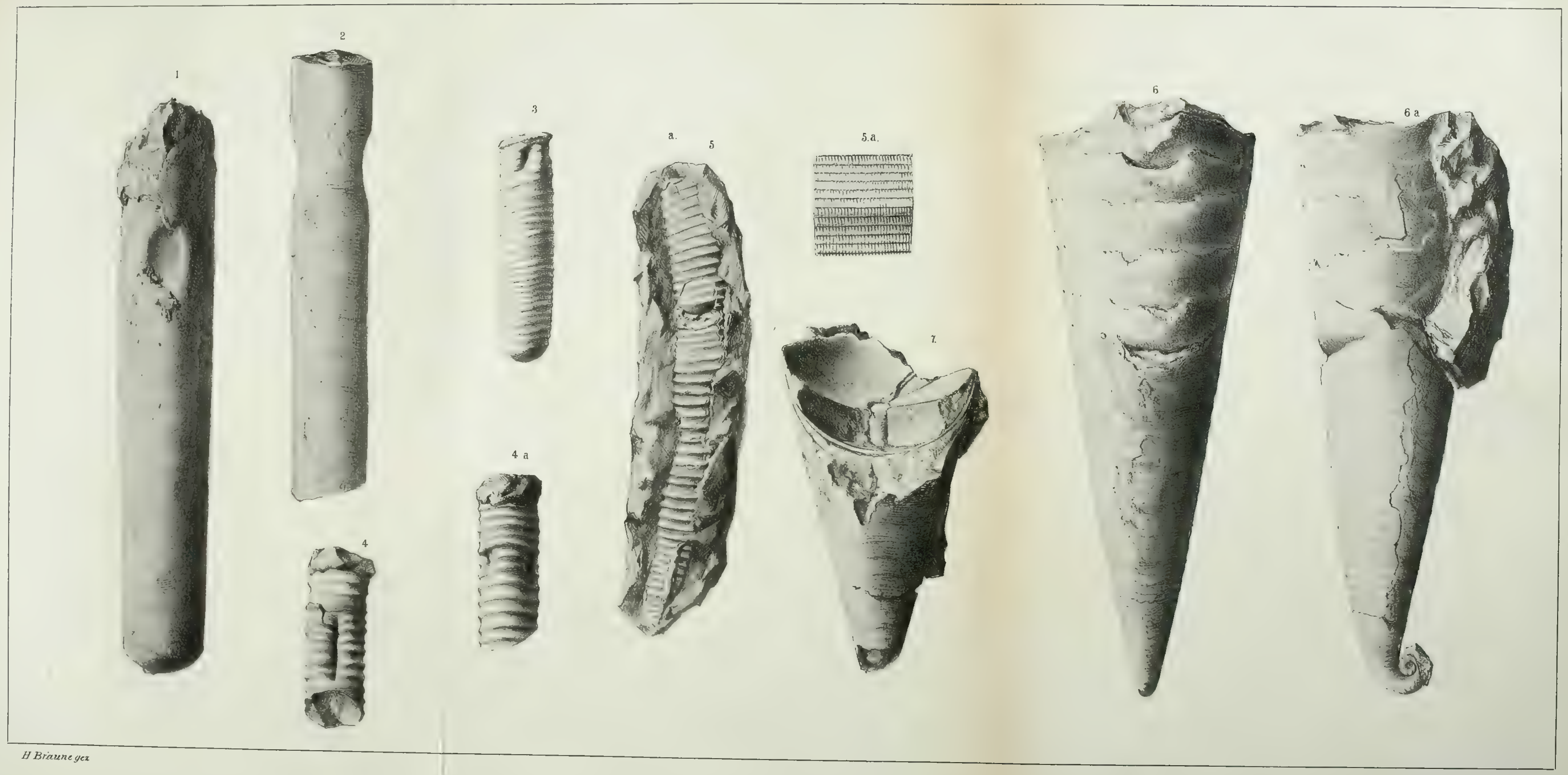
Fig. 6. *Ancistroceras Torelli* Rem. . . . . S. 130.
Dorsalansicht; in der letzten Kammer ist auf der rechten Seite die einseitige Vertikallamelle zu sehen.

Fig. 7. *Ancistroceras undulatum* Boll. . . . . S. 132.
Ventralansicht.

Fig. 7a. *Ancistroceras undulatum* Boll. . . . . S. 132.
Seitenansicht. Das die Mitte der Spirale ausfüllende Gestein ist der Deutlichkeit halber beim Zeichnen weggelassen worden; die Durchbohrung der Spirale kommt auf diese Weise besser zur Geltung.







H. Braune gez.

Lichtdruck v. A. Frisch, Berlin.





Tafel XIX.

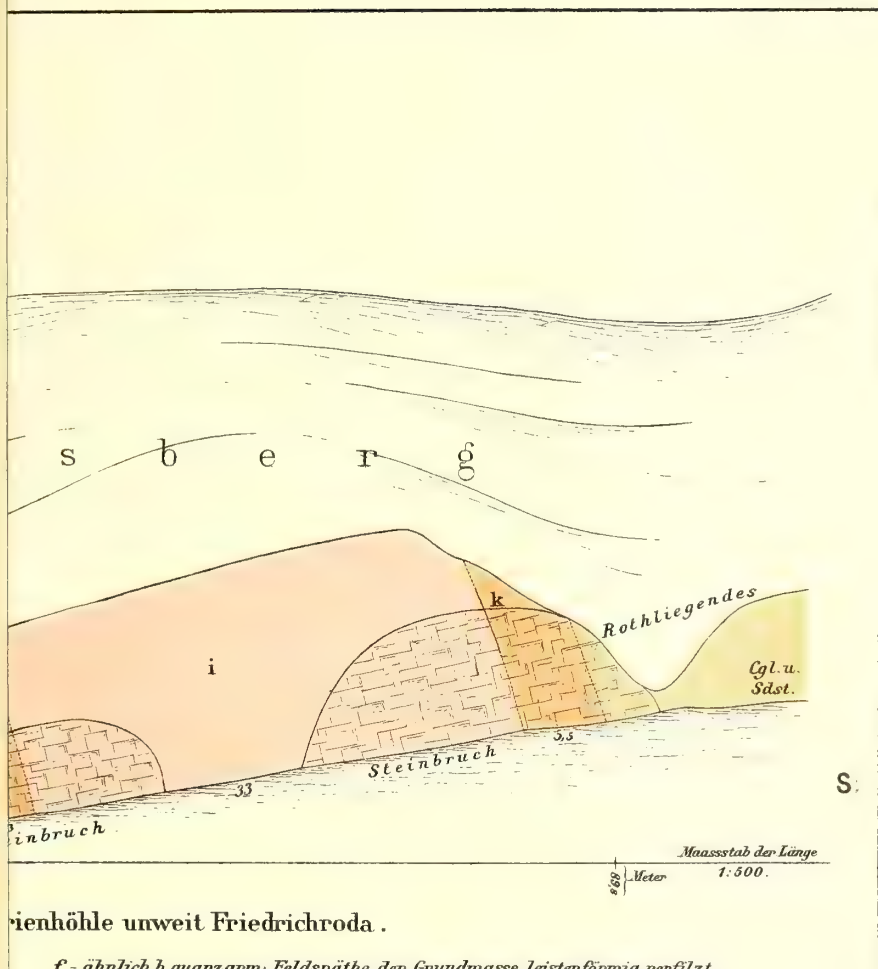
Vielfach sich theilender Gletscherstrom (Markarfljót) in Süd-Island . . . . S. 162

Photographisch aufgenommen durch den Verfasser am 22. Juni 1883.



Lichtdruck v. A Frisch, Berlin W





ienhöhle unweit Friedrichroda.

f = ähnlich b, quarzarm, Feldspäthe der Grundmasse leistenförmig verfilzt; bei f' mandelsteinförmig, 0,8 M., bei f'' eine nicht scharf abgegrenzte Platte von 2 Mm. dichtem Porphyr mit Quarz- u. Feldspathkrystallen ähnlich c, 7,8 M. mächtig.

g = Porphyr wie a, 6 M. mächtig.

h = dichter Porphyr mit Quarz und Feldspath, 4,3 M. mächtig.

i = krystallreicher Porphyr wie a, 33 M. mächtig.

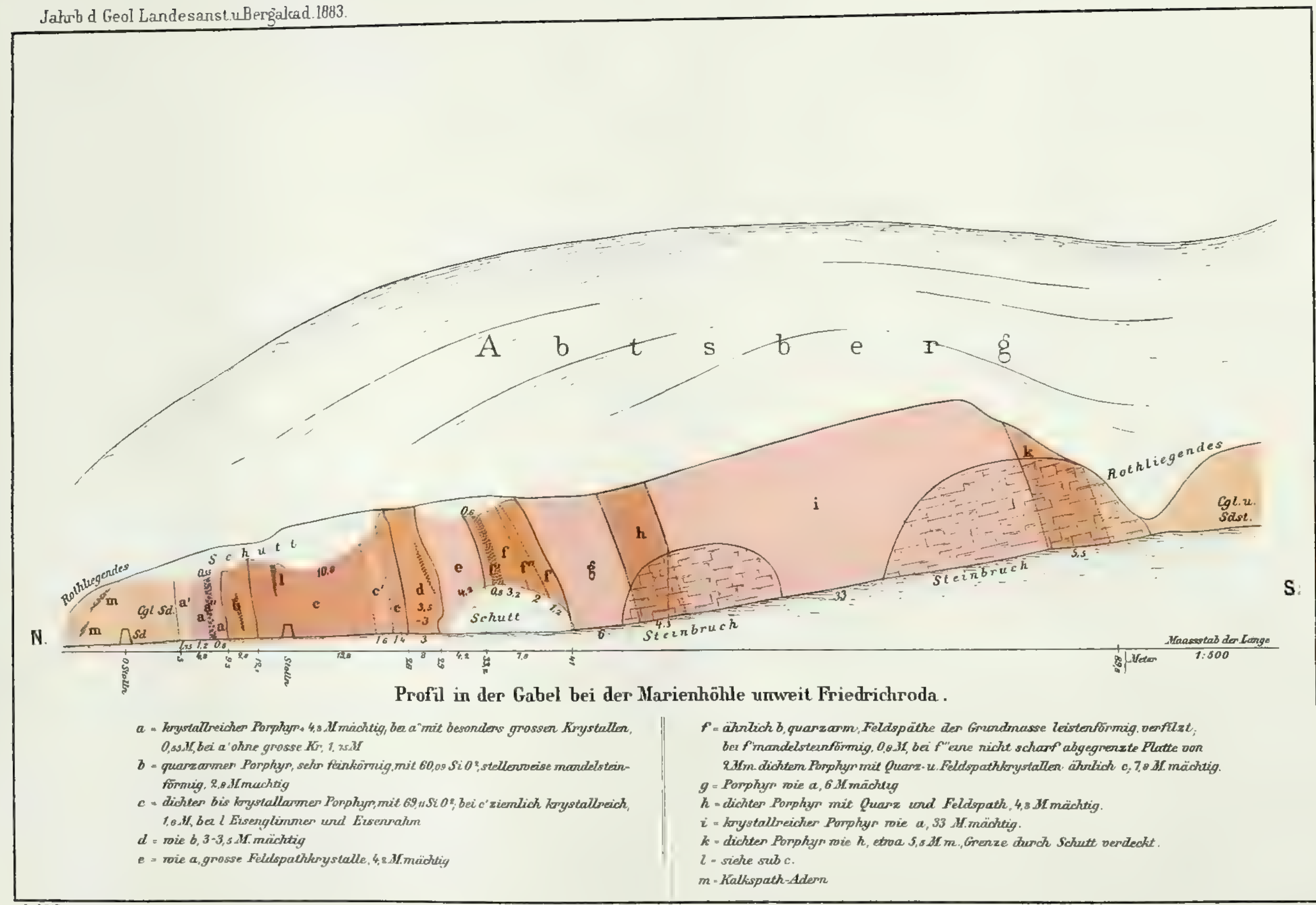
k = dichter Porphyr wie h, etwa 5,5 M. m., Grenze durch Schutt verdeckt.

l = siehe sub c.

m = Kalkspath-Adern.

Berliner lithogr. Institut.





Profil in der Gabel bei der Marienhöhle unweit Friedrichroda.

del. Weiss

Berliner lithogr Institut





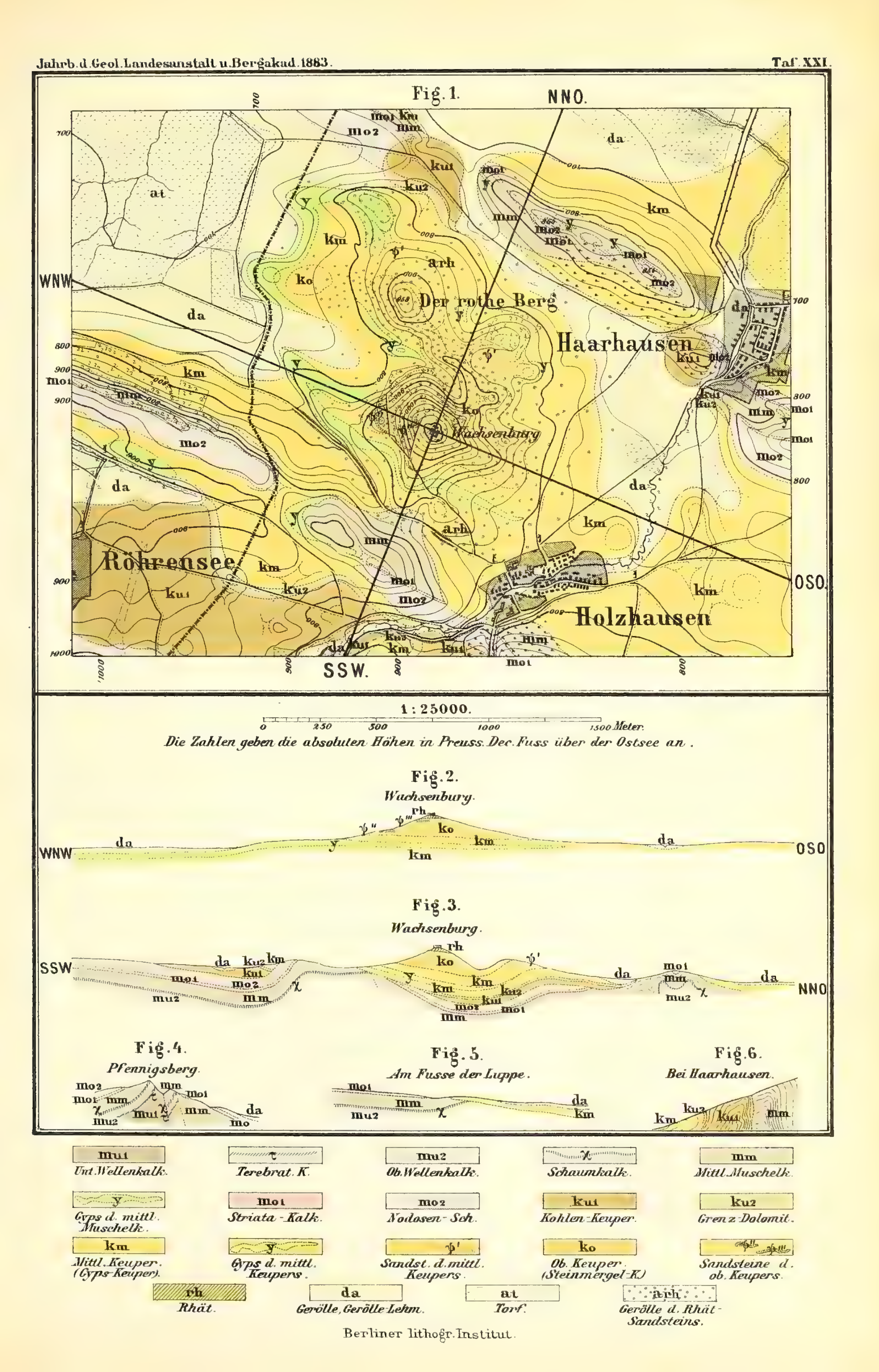
Tafel XXI.

Fig. 1. Geologische Karte der näheren Umgebungen der Wachsenburg. Dieselbe ist ein Ausschnitt aus Blatt Arnstadt der geologischen Specialkarte von Preussen und den thüringischen Staaten. Maassstab 1 : 25 000.

Fig. 2 u. 3. Durchschnitte durch die näheren Umgebungen der Wachsenburg in den Richtungen OSO. — WNW. und NNO. — SSW. Maassstab 1 : 25 000.

Fig. 4 u. 5. Durchschnitt durch den Kamm des Pfennigsberges und den Fuss der Luppe. Maassstab 1 : 25 000.

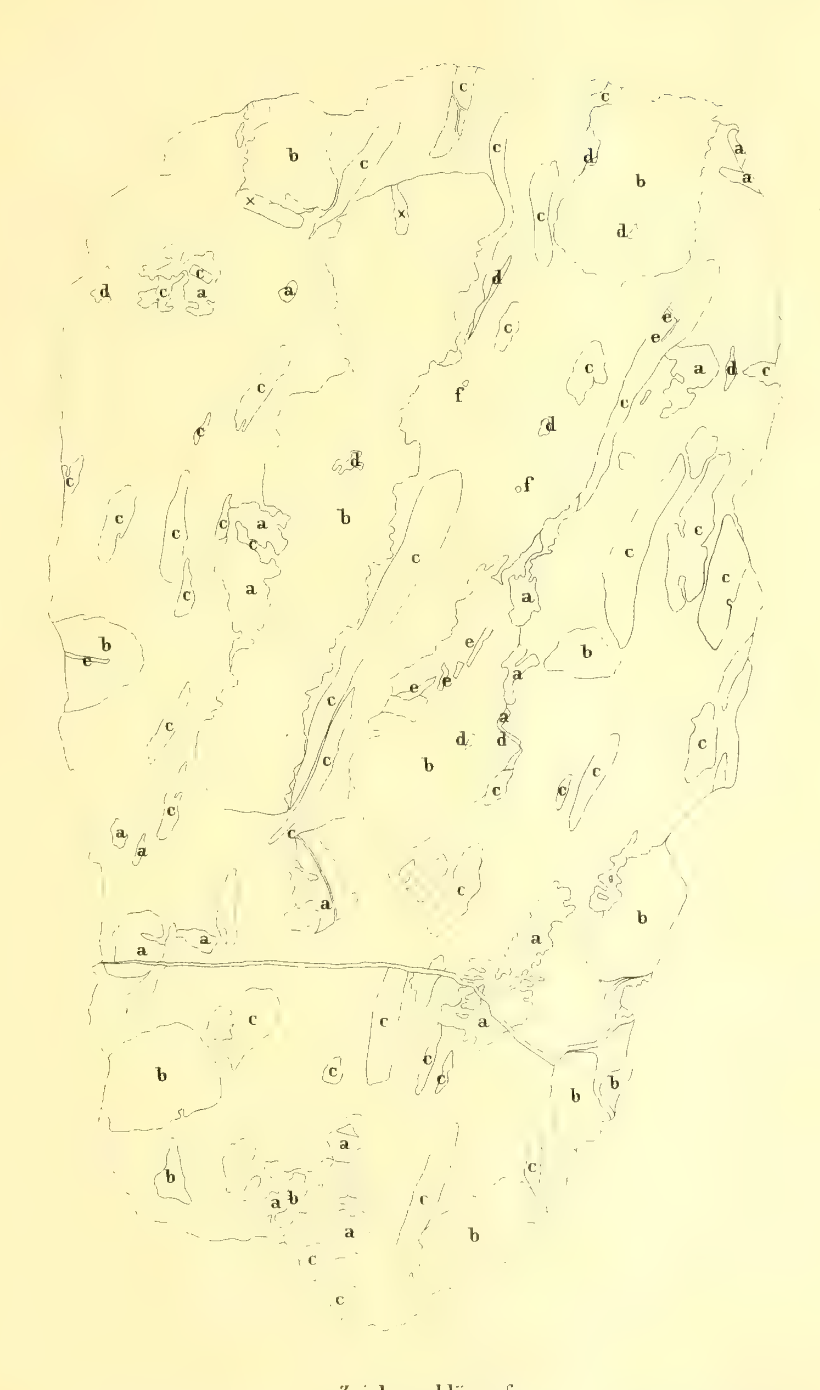
Fig. 6. Schichten-Profil oberhalb Haarhausen, links neben dem Wege nach Holzhausen. Maassstab ungefähr 1 : 2500.


Fig. 1.
NNO.
WNW
OSO.
SSW.
Der rothe Berg
Haarhausen
Wachsenburg
Röhrensee
Holzhausen
1 : 25000.
0 250 500 1000 1500 Meter.
Die Zahlen geben die absoluten Höhen in Preuss. Dec. Fuss über der Ostsee an.
Fig. 2.
Wachsenburg.
Fig. 3.
Wachsenburg.
Fig. 4.
Pfennigsberg.
Fig. 5.
Am Fusse der Luppe.
Fig. 6.
Bei Haarhausen.
mu1 Unt. Wellenkalk.
τ Terebrat. K.
mu2 Ob. Wellenkalk.
χ Schaumkalk.
mm Mittl. Muschelk.
γ Gyps d. mittl. Muschelk.
mo1 Striata-Kalk.
mo2 Nodosen-Sch.
ku1 Kohlen-Keuper.
ku2 Grenz-Dolomit.
km Mittl. Keuper. (Gyps-Keuper).
y Gyps d. mittl. Keupers.
ψ' Sandst. d. mittl. Keupers.
ko Ob. Keuper. (Steinmergel-K.)
ψ'' ψ''' Sandsteine d. ob. Keupers.
rh Rhät.
da Gerölle, Gerölle-Lehm.
at Torf.
arh Gerölle d. Rhät-Sandsteins.
Berliner lithogr. Institut.



ɔn Heiligenstein.

Taf. XXII.



Zeichenerklärung.

a *Opaker Feldspath* b *Orthoklas* c *Quarz* d *Hornblende* e *Eisenglanz* f *Eisenkies*
x *Löcher im Dünnschliff.*

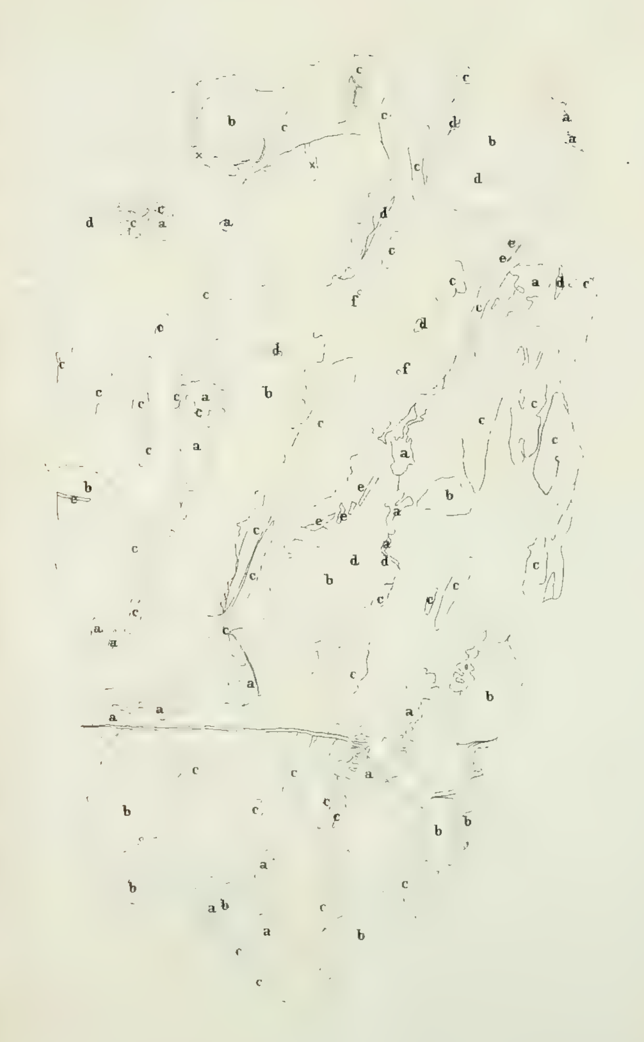


Jahrb. d. Geol. Landesanst. u. Bergakad. 1883.

Quarzporphyr von Heiligenstein.

nat. Grösse.

$\frac{4\frac{1}{3}}{1}$



Zeichenerklärung.

a *Opaker Feldspath* b *Orthoklas* c *Quarz* d *Hornblende* e *Eisenglanz* f *Eisenkies*
× *Löcher im Dünnschliff.*





S.W. N.O.

Goepelskuppe Petersberg

Hörselthal

ro z zs su sm so mu mm mo1 mo2 ku ku d a ku mu1 mu2 mm mu2 mm mo1 mo2

W. O.

Goepelskuppe Kl. Reihersberg Dietelsmühle

ro z zs su sm so mu mm mo1 mo2 ku mu so mo2 mo1 mm mu so sm Lias mu km mo2 mo1 mm d a

W. O.

Arnsberg

ro su sm so mu2 mu1 so sm mu mu2 mu1 sm

Maafsstab: 1:8000.

Berliner lithogr. Institut.

1.

a a

Str: OW

Str: WNW

Steinbruch am Hohen Rain (Nodosenschichten).

2.

mm mo1 mo2 a

Str: NO-SW Str: SO-NW Str: NS

Am nördl. Ende der Reihersbergmulde.

3.

West Ost

a mo1 mu mm mu so so

Am südlichen Abhang des Heiligen Berges.

a. *Verwerfungsklüfte.* so *Röth.* mu *Wellenkalk.* mm *Mittlerer Muschelkalk.*
mo1 *Trochitenbank.* mo2 *Nodosenschichten.*

4.

West Ost

ro3 ro2 ro4 ro2 ro2 Zs su ro1 ro

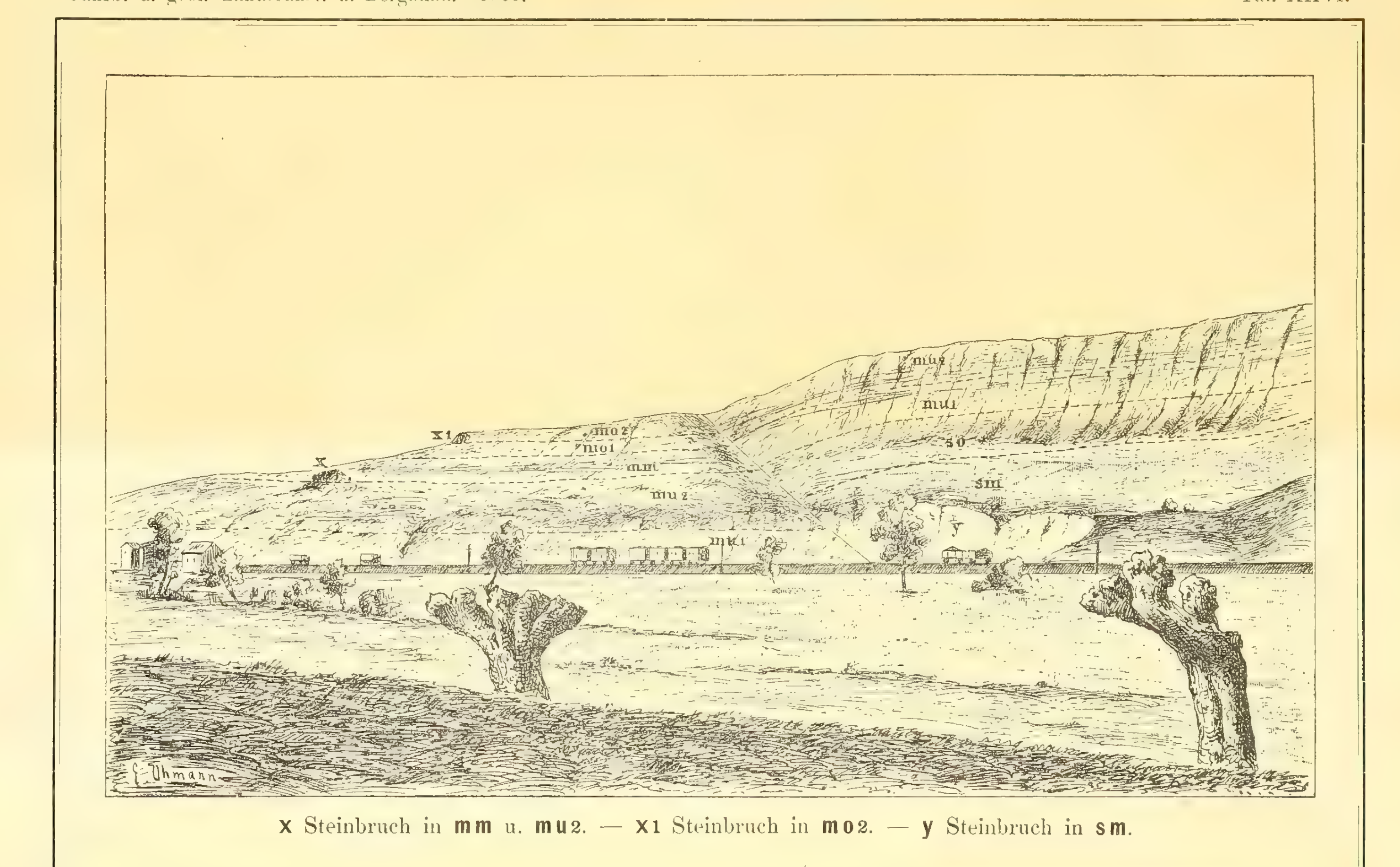
Durchschnitt an der Goepelskuppe.

ro *Rothes Conglomerat.* ro1 *Graues Conglomerat.* ro2 *Dolomit.* ro3 *Letten.*
ro4 *Dünnplattiger Mergel.* zs *Bröckelschiefer.* su *Buntsandstein.*

Berliner lithogr. Institut.



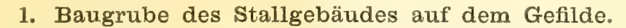
Der kleine Hörselberg bei Wutha.

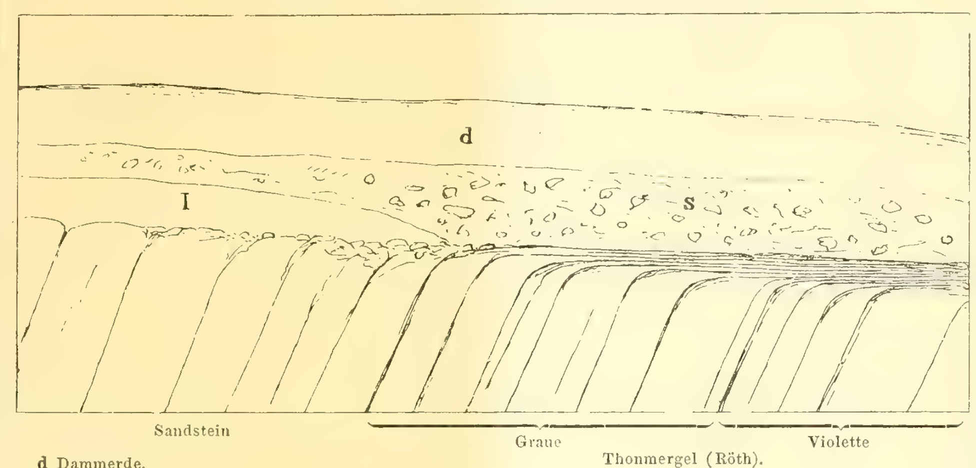


x Steinbruch in **mm** u. **mu2**. — **x1** Steinbruch in **mo2**. — **y** Steinbruch in **sm**.



Glaciale Schichtenstörungen bei Eisenach.


1. Baugrube des Stallgebäudes auf dem Gefilde.



2. Baugrube des städt. Wasserreservoirs am Goldberg. (Buntsandstein.)







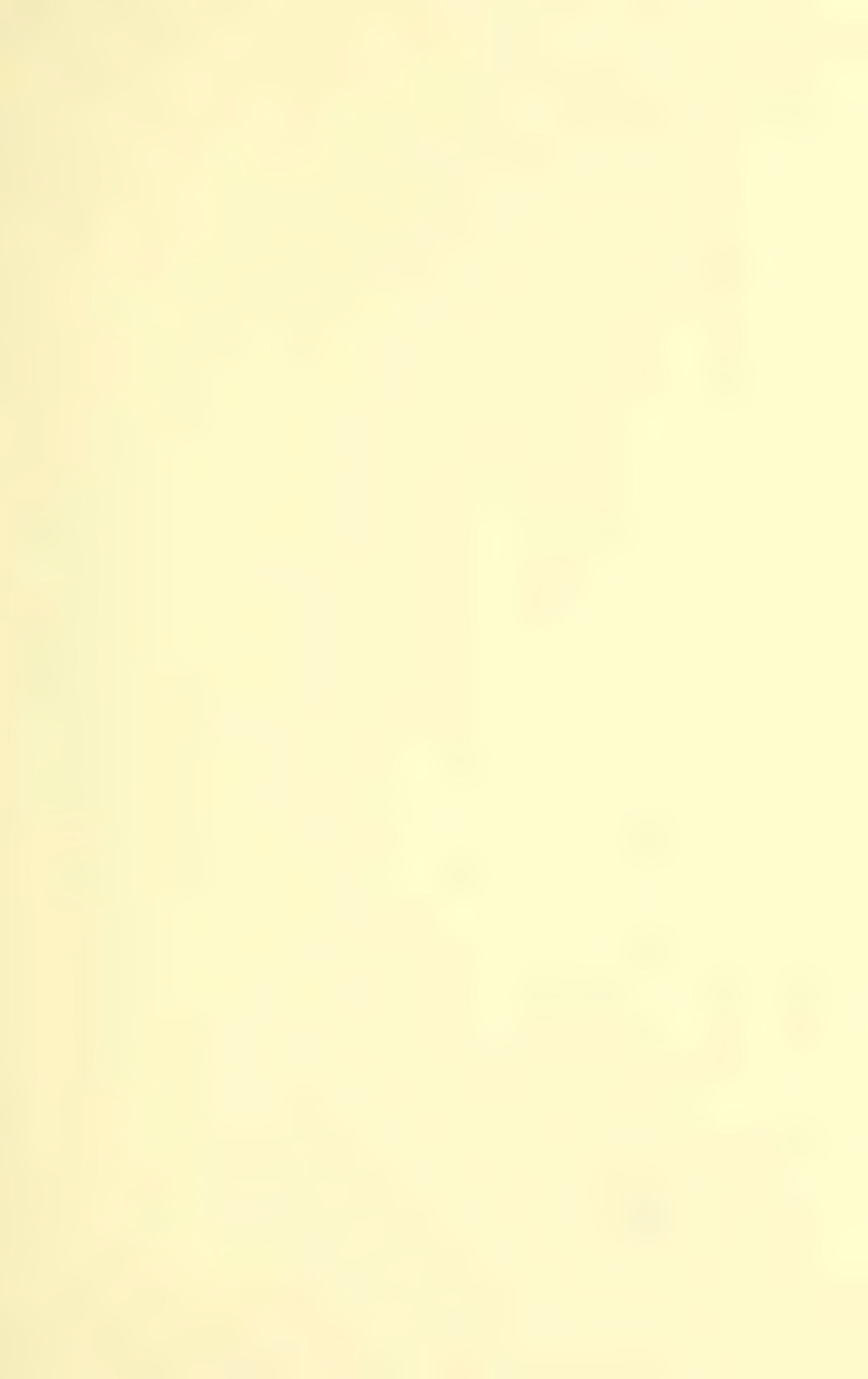


Fig. 1. $\frac{50}{1}$ d. Nat.

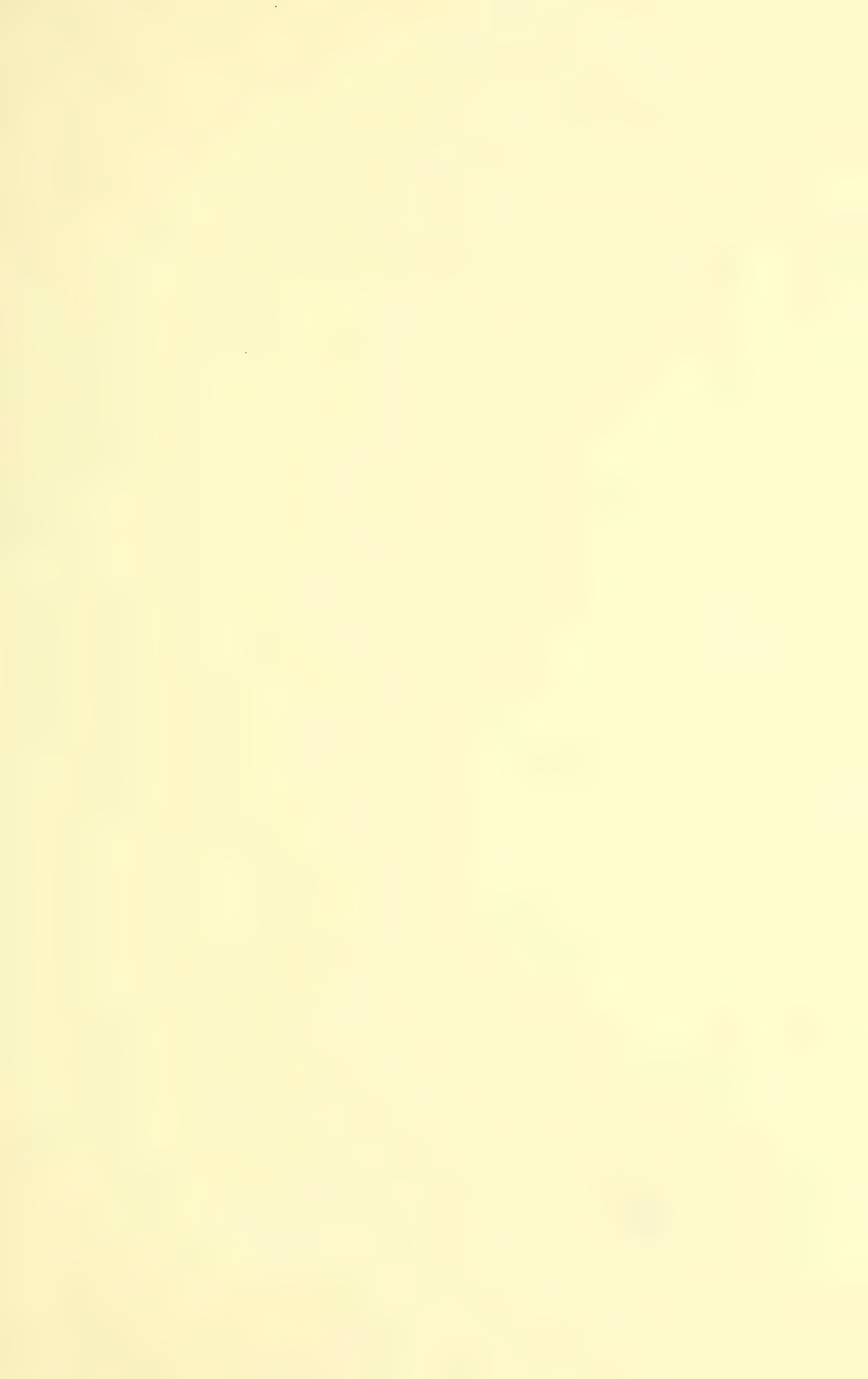
Fig. 2. $\frac{50}{1}$ d. Nat.

W. Putz ad nat. Berliner lith. Institut


















SMITHSONIAN INSTITUTION LIBRARIES
3 9088 01365 7861